



Fonctionnement, dynamique et intérêt paléoenvironnemental des tourbières du plateau volcanique du Devès (Velay, Massif Central français)

Arnaud Tourman

► To cite this version:

Arnaud Tourman. Fonctionnement, dynamique et intérêt paléoenvironnemental des tourbières du plateau volcanique du Devès (Velay, Massif Central français). Géologie appliquée. Université Jean Monnet - Saint-Etienne, 2007. Français. NNT : . tel-00498259

HAL Id: tel-00498259

<https://theses.hal.science/tel-00498259>

Submitted on 7 Jul 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Jean Monnet
Faculté de Sciences Humaines et Sociales

THÈSE DE GEOGRAPHIE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE SAINT-ÉTIENNE
Interface Nature Société

Présentée et soutenue publiquement par

Arnaud TOURMAN

**Fonctionnement, dynamique et intérêt
paléoenvironnemental des tourbières du plateau
volcanique du Devès (Velay, Massif Central français)**

23 novembre 2007

Directeurs : Bernard ETLICHER et Hervé CUBIZOLLE

Composition du jury :

VALADAS B., (rapporteur et président) Professeur de Géographie, Université de Limoges

CARCAUD N., (rapporteur) Professeur de Géographie, Institut National d'Horticulture

BEAULIEU J.-L. De, Directeur de Recherche émérite CNRS

ETLICHER B., (directeur) Professeur de Géographie, Université de Saint-Étienne

CUBIZOLLE H., (co-directeur) Professeur de Géographie, Université de Saint-Étienne

MOREL V., (invité du jury), Conseil Général de la Haute-Loire

Résumé :

Le plateau basaltique du Devès, situé dans la région du Velay, au sud du Massif Central oriental français, compte une dizaine de tourbières dont le contexte hydro-géomorphologique est original. Quatre d'entre elles ont été étudiées dans ce travail : une vaste tourbière basse de maar, ainsi que trois petites tourbières basses de bassins.

Les objectifs assignés à ce travail de recherche sont triples :

- approfondir les connaissances écogéographiques sur les tourbières du domaine volcanique du Devès afin d'obtenir une évaluation générale de leur état de santé.
- déterminer les impacts des interventions humaines sur ces sites afin de guider les opérations de gestion conservatoire actuelles et d'orienter les projets de restauration en cours.
- acquérir des données paléoenvironnementales, afin d'appréhender les multiples changements qui ont rythmé l'histoire de ces tourbières et de leur environnement physique et humain ; se servir de ces données pour tenter de prévoir leur évolution à moyen terme.

Au final, cette étude a permis de mieux comprendre le fonctionnement et la dynamique récente d'une tourbière de maar. Nous avons ainsi fait apparaître des dysfonctionnements sur le cas de la tourbière de Ribains et proposé une réflexion sur la gestion de ce site. Nous avons étudié les cas particuliers de trois tourbières basses du Nord Devès, inscrites dans des dépressions circulaires fermées. Ces tourbières, au contexte hydro-géomorphologique original, ont révélé un fonctionnement et une dynamique très similaires.

D'un point de vue paléo-environnemental nous avons dégagé dans le Devès deux périodes de mise en place des tourbières. Une première entre le Bølling et le début du Préboréal et une seconde à la charnière du Boréal et de l'Atlantique. Ces résultats renforcent les observations déjà faites dans le Massif Central oriental granitique.

Abstract : Processes, dynamics and palaeoenvironmental potential of the mires of the Devès volcanic plateau (Velay, Massif Central, France)

The basaltic Devès plateau, of the Velay region in the south-eastern part of the Massif Central, France, encompasses about 10 mires that present an original hydro-morphological context as compared to other mires of the area. Four of these mires are studied here : a vast fen in a maar crater, and 3 smaller fens in closed depressions.

This dissertation addresses three major objectives :

- complete the ecogeographical knowledge of the mires of the Devès plateau so as to provide an evaluation of the status of preservation.
- identify the impacts of man's intervention on these sites to provide guidelines for the conservation and the restoration of these sites.
- acquire paleoenvironmental data to better understand the successive changes that have affected these mires in the course of history in relation to their physical environment and to human activities, and to exploit these data in an attempt to predict their evolution in the near future.

This study provides new insight on how the maar mire functions and its recent dynamics, and highlights recent dysfunctions of the Ribains mire while providing discussion of how this site could be better managed. The study of the three small mires in closed depressions, located in the northern part of the Devès, demonstrated the particular nature of these mires in terms of their hydro-morphological context, and their particular functioning and dynamics which are quite similar among the three cases studied.

Paleoenvironmental data were analyzed to identify the existence of two distinct periods of mire development in the Devès. The first period lies between the Bølling and the beginning of the Preboreal, and the second around the limit between the Boreal and the Atlantic. These results reinforce previous observations made in granitic regions of the eastern Massif Central.

Traduit par Crane ROGERS

Remerciements

C'est avec plaisir aujourd'hui que je remercie tous ceux qui m'ont aidé et soutenu dans la réalisation de ce travail.

Je tiens en premier lieu à exprimer ma reconnaissance à Monsieur Bernard Etlicher, pour m'avoir fait confiance en acceptant la direction de ma thèse.

Je veux particulièrement exprimer ma gratitude à Monsieur Hervé Cubizolle, qui a co-dirigé ce travail et qui depuis la Maîtrise a suivi et encadré mes travaux de recherche avec beaucoup d'intérêt.

Merci beaucoup à toute l'équipe du CRENAM (Centre de Recherche sur l'Environnement et l'Aménagement, UMR 5600 CNRS) qui a permis de mener ce travail dans des conditions humaines et matériels plus qu'excellentes.

Je dois aussi beaucoup à la confiance et à la collaboration interdisciplinaire menée généreusement, par Mesdames Jacqueline Argant, Catherine Latour et Karen Serieyssol et Monsieur Martin Lavoie, sans qui les analyses paléoécologiques complémentaires n'auraient pas eu existées.

Mes remerciements vont également à toutes les personnes qui ont participé aux nombreuses campagnes de terrain et n'ont pas hésité à affronter avec moi des conditions de travail parfois difficiles.

Je veux également remercier tous les membres du Jury qui ont accepté de juger mon travail et de se réunir pour ma soutenance.

Je tiens encore à préciser qu'une grande partie de ce travail n'aurait pu se faire sans le soutien financier du Conseil Général de la Haute-Loire, de l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne, des Fonds Européen d'Orientation et de Garantie Agricole (FEOGA) et de l'Université Jean Monnet de Saint-Etienne.

Enfin, je remercie énormément ma Famille et mes Amis pour m'avoir soutenu jusqu'au bout de ce travail !

Merci à tous.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS.....	1
TABLE DES MATIERES	3
TABLE DES FIGURES.....	9
TABLE DES TABLEAUX	13
TABLE DES PHOTOGRAPHIES	15
TABLE DES PHOTOGRAPHIES	15
INTRODUCTION.....	17
1^{ERE} PARTIE : LE CADRE DE LA RECHERCHE.....	21
1. VERS UNE MEILLEURE CONNAISSANCE DES TOURBIERES DU MASSIF CENTRAL ORIENTAL.	23
1.1. <i>Situation générale</i>	23
1.1.1. Un regain d'intérêt pour les tourbières du Massif Central	23
1.1.2. Le contexte politique et scientifique	24
1.2. <i>Le bilan des travaux</i>	26
1.2.1. Le domaine granito-gneissique	26
1.2.2. Le domaine volcanique.....	28
2. LE CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DU DEVES	29
2.1. <i>Le cadre géographique régional et les limites du secteur étudié</i>	29
2.1.1. L'ensemble volcanique du Velay.....	29
2.1.2. Limite du secteur étudié : le plateau du Devès	30
2.2. <i>Le contexte morphostructural</i>	34
2.2.1. Les grandes étapes de l'histoire morphostructurale du Devès	34
2.2.2. Les formations associées	36
2.2.2.1. Les coulées basaltiques.....	36
2.2.2.2. Les cônes stromboliens.....	37
2.2.2.3. Les appareils phréatomagmatiques	38
2.3. <i>Le Devès, un contexte hydrologique et hydrogéologique complexe</i>	40
2.3.1. Les eaux superficielles.....	41
2.3.2. Les eaux de profondeur	43
2.3.2.1. Les sources sous-basaltiques.....	44
2.3.2.2. Les sources intra-basaltiques	45

2.3.2.3. Les sources infra-basaltiques	45
2.4. <i>Le contexte climatique</i>	46
2.4.1. La situation générale.....	46
2.4.2. Le climat du Devès	46
2.4.3. La pluviométrie.....	47
2.4.4. Les températures.....	51
2.4.5. L'enneigement.....	53
2.4.6. Le bilan hydrique.....	54
2.4.7. Bilan de 75 ans de données.....	56
3. PRESENTATION ET TYPOLOGIE DES TOURBIERES DU DEVES	59
3.1. <i>Les tourbières : définitions</i>	59
3.1.1. Qu'est-ce qu'une tourbière ?.....	59
3.1.2. La classification des tourbières	61
3.1.2.1. Classification d'après le statut trophique et l'origine de l'alimentation hydrique.....	62
3.1.2.2. La classification selon l'acidité du milieu.....	65
3.1.3. Les conditions d'apparition des tourbières	65
3.1.4. Les types d'entourbement.....	66
3.1.4.1. L'entourbement par paludification.....	67
3.1.4.2. L'entourbement par comblement.....	67
3.2. <i>L'état des lieux des tourbières du Devès</i>	68
3.2.1. De nouvelles tourbières sur le Devès.....	70
3.2.2. Typologie des tourbières du Devès.....	73
3.2.2.1. Les tourbières basses de cratères	74
3.2.2.2. Les tourbières basses de bassin.....	76
Conclusion de la 1 ^{ère} Partie	79

2^{EME} PARTIE : LES CARACTERISTIQUES DYNAMIQUES ET FONCTIONNELLES DES TOURBIERES DU DEVES.....81

4. METHODES, TECHNIQUES ET OUTILS D'ACQUISITION DES DONNEES DE TERRAIN	83
4.1. <i>Le choix des sites d'étude</i>	83
4.1.1. Le cas de la tourbière de Ribains.....	83
4.1.2. Le cas des tourbières circulaires des « lacs » du Devès.....	84
4.2. <i>La collecte des données de terrain</i>	85
4.2.1. A l'échelle du bassin-versant.....	85
4.2.2. L'étude topographique et paléo-topographique des tourbières	86
4.2.3. La restitution des stratigraphies	87
4.2.3.1. Les méthodes de carottage.....	87
4.2.3.2. La description des carottages	88

4.2.4. Les méthodes d'échantillonnage.....	90
4.3. Les analyses complémentaires pratiquées en laboratoire.....	91
4.3.1. Le taux d'humidité.....	91
4.3.2. La perte au feu.....	91
4.3.3. Le taux de fibres.....	92
4.3.4. La granulométrie.....	92
5. LE MARAIS DE RIBAINS : ETUDE D'UNE TOURBIERE DE MAAR.....	95
5.1. Présentation générale de la tourbière de Ribains et de son bassin-versant.....	95
5.1.1. La localisation géographique.....	95
5.1.2. Le contexte hydro-géomorphologique du bassin-versant de la tourbière de Ribains.....	97
5.1.2.1. Le sous-bassin-versant de Marsillac.....	98
5.1.2.2. Le sous-bassin-versant de Charbonnier.....	100
5.1.2.3. Le sous-bassin-versant du cratère de maar.....	101
5.1.3. La place des activités agricoles.....	103
5.1.4. La tourbière de Ribains et ses enjeux socio-économiques.....	104
5.2. L'analyse diachronique de l'évolution du marais de Ribains au cours des cinquante dernières années 107	
5.2.1. Les conséquences du développement urbain.....	108
5.2.2. La structure foncière et le réseau de drainage.....	110
5.2.3. Le développement des ligneux.....	113
5.2.3.1. Le développement des pins sylvestres.....	113
5.2.3.2. Les abords de la fosse de tourbage.....	115
5.2.3.3. La ripisylve.....	115
5.2.4. Synthèse des informations recueillies par témoignages.....	118
5.2.5. Conclusion de l'analyse diachronique.....	119
5.3. Le fonctionnement et la dynamique actuels du marais de Ribains.....	121
5.3.1. L'étude topographique de la surface de la tourbière.....	121
5.3.2. L'étude paléotopographique de la base de l'accumulation de tourbe.....	126
5.3.3. Les données lithostratigraphiques.....	128
5.3.3.1. La mise en place des processus d'entourbement.....	132
5.3.3.2. L'hétérogénéité des histosols.....	135
5.3.3.3. La répartition spatiale des horizons histiques.....	137
5.3.3.4. Le cône de déjection.....	138
5.3.4. Le fonctionnement hydrologique des tourbières.....	140
5.3.4.1. Rappel de l'état des connaissances.....	140
5.3.4.2. Les écoulements à Ribains.....	147
5.3.4.3. L'analyse des variations piézométriques.....	151
5.3.4.4. Discussion.....	161
5.3.5. Le bilan des données de température enregistrées sur la tourbière.....	162
5.3.6. L'analyse des données pédologiques de surface.....	167
5.3.6.1. Les observations de terrain.....	167

5.3.6.2.	L'apport des analyses complémentaires.....	174
5.3.6.3.	Discussion.....	178
5.3.7.	L'analyse de la flore et des habitats naturels	179
5.3.7.1.	Le bilan des données bibliographiques	180
5.3.7.2.	La répartition et la dynamique de la végétation	180
5.3.7.3.	La végétation de bas-marais.....	182
5.3.7.4.	Les végétations prairiales.....	184
5.3.7.5.	Le développement de la mégaphorbiaie.....	185
5.3.7.6.	Les friches et les ourlets nitrophiles.....	186
5.4.	<i>Les principales sources de dysfonctionnement de la tourbière</i>	189
5.4.1.	Le rôle majeur du fossé de drainage	189
5.4.2.	L'impact du pâturage.....	192
5.5.	<i>Réflexion pour un usage raisonné de la tourbière de Ribains</i>	195
5.5.1.	Les fonctions et les usages de la tourbière, vers une gestion spatiale différenciée	197
5.5.1.1.	A l'échelle du bassin-versant	198
5.5.1.2.	A l'échelle de la tourbière.....	201
5.5.2.	Vers quel mode de gestion ?.....	205
5.5.2.1.	La question du drainage.....	205
5.5.2.2.	L'avenir du pâturage équin	206
5.5.2.3.	Un outil complémentaire : la fauche	207
6.	LES TOURBIERES DES « LACS » DU DEVES	209
6.1.	<i>L'originalité et les caractères généraux des « lacs » du Devès</i>	209
6.1.1.	Les caractéristiques principales des « lacs » du Devès	209
6.1.2.	La localisation de ces formations.....	210
6.1.3.	La typologie des « lacs » du Devès	211
6.1.3.1.	La nature du comblement	211
6.1.3.2.	Le fonctionnement hydrologique.....	214
6.1.3.3.	La nature des usages pratiqués dans ces dépressions	216
6.1.3.4.	Classification écologique.....	217
6.1.4.	La genèse de ces dépressions.....	217
6.1.4.1.	L'hypothèse volcanique.....	218
6.1.4.2.	Les hypothèses pseudo-karstique et crypto-karstique	218
6.1.4.3.	L'hypothèse périglaciaire.....	222
6.2.	<i>Les tourbières des « lacs » du Devès, étude morphosédimentaire et écologique</i>	225
6.2.1.	La tourbière de Collanges (commune de Loudes)	227
6.2.2.	La tourbière du Lac de Freycenet (commune de Borne).....	234
6.2.3.	La tourbière du Lac de la Gimberte (commune de Borne).....	238
Conclusion de la 2 ^{ème} Partie		245

3^{EME} PARTIE : LA FORMATION DES TOURBIERES DU DEVES AU COURS DE L'HOLOCENE.....251

7. LA DEMARCHE SCIENTIFIQUE ET LES METHODES D'ANALYSES	253
7.1. <i>La place des tourbières dans l'étude des paléoenvironnements</i>	253
7.1.1. La démarche scientifique : principes généraux	253
7.1.2. Le cadre chronologique	254
7.2. <i>Les méthodes d'analyses</i>	255
7.2.1. L'analyse stratigraphique.....	256
7.2.1.1. La signification paléoenvironnementale des changements de faciès.....	256
7.2.1.2. Le démarrage de la turfigenèse	258
7.2.1.3. L'identification des couches basales.....	259
7.2.2. L'importance et les limites des datations radicarbonées.....	260
7.2.2.1. Les principes généraux	260
7.2.2.2. Les limites de la datation	261
7.2.2.3. Le choix de la datation.....	262
7.2.3. Les analyses paléocéologiques	263
8. PRESENTATION DES RESULTATS	265
8.1. <i>La tourbière de Ribains</i>	265
8.1.1. Du lac à la tourbière.....	265
8.1.1.1. Des gyttje à la tourbe : l'identification des couches basales	266
8.1.1.2. La fin d'un lac.....	268
8.1.1.3. ... le début d'une tourbière	271
8.1.2. Le développement de la tourbière.....	274
8.1.3. Résultats obtenus à partir de l'étude des macrorestes/microrestes.....	276
8.1.4. Discussion.....	278
8.2. <i>Les tourbières des « lacs » du Devès</i>	279
8.2.1. Le démarrage de la turfigenèse	279
8.2.2. Le développement des formations tourbeuses	283
8.2.3. L'apport des analyses paléocéologiques.....	285
8.2.3.1. L'analyse des diatomées	286
8.2.3.2. L'analyse palynologique.....	291
8.2.4. Discussion.....	293
9. LA SIGNIFICATION DE L'EVOLUTION DES TOURBIERES DU DEVES A L'ECHELLE DU MASSIF CENTRAL ORIENTAL	297
9.1. <i>La répartition chronologique du démarrage des tourbières</i>	297
9.1.1. Dans le Massif Central oriental.....	297
9.1.2. A travers la bibliographie	300

9.2. <i>Le rôle déterminant du climat dans le démarrage de la turfigenèse au cours de la première partie de l'Holocène</i>	303
9.2.1. La place du Tardiglaciaire	303
9.2.2. L'importance du Boréal et de l'Atlantique	304
9.3. <i>Discussion</i>	306
Conclusion de la 3 ^{ème} Partie	309
CONCLUSION GENERALE	313
PERSPECTIVES	317
BIBLIOGRAPHIE	319
ANNEXES	339

TABLE DES FIGURES

Figure 1 : Le Massif Central oriental : localisation des massifs étudiés (en gras sur la carte) par le CRENAM.....	30
Figure 2 : Carte géologique simplifiée du Velay (d'après Mergoïl <i>et al.</i> 1993).....	35
Figure 3 : Cône strombolien vue en coupe (d'après Mergoïl <i>et al.</i> 1993).....	38
Figure 4 : Les étapes de remplissages d'un maar (d'après Mergoïl <i>et al.</i> 1993).....	39
Figure 5 : Cartographie du réseau hydrographique principal du Velay.....	43
Figure 6 : Les différents types d'émergences basaltiques.....	44
Figure 7 : Répartition des précipitations moyennes annuelles en Haute-Loire (Fillod 1985).....	48
Figure 8 : Répartition saisonnière des précipitations sur le Devès de 2000 à 2003.....	48
Figure 9 : Diagramme ombrothermique de Chaspuzac.....	50
Figure 10 : Diagramme ombrothermique de Landos.....	50
Figure 11 : Diagramme ombrothermique de St-Paul-de-Tarta.....	50
Figure 12 : Répartition des températures moyennes annuelles en Haute-Loire (Fillod 1985).....	51
Figure 13 : Gradient altimétrique de la température sur le Devès (Météo France 2000-2003).....	53
Figure 14 : Bilan hydrique moyen de 1971 à 2000, station Le Puy-Loudes.....	54
Figure 15 : Moyennes annuelles des précipitations et de l'ETP 1993-2004, Landos.....	55
Figure 16 : Evolution de la température moyenne annuelle à Chadrac de 1929 à 2003.....	57
Figure 17 : Comparaison des températures moyennes annuelles entre Chadrac et la moyenne des stations du département de la Loire de 1971 à 2000.....	57
Figure 18 : Evolution entre 1929 et 2003 du cumul annuel des précipitations à Chadrac.....	58
Figure 19 : Carte de localisation des tourbières du Devès.....	72
Figure 20 : Test de Von Post (Service Des Traitements Sylvicoles 1993).....	89
Figure 21 : Localisation du bassin-versant de la tourbière de Ribains à partir de la carte IGN.....	94
Figure 22 : Modèle Numérique d'Altitude du bassin-versant de la tourbière de Ribains.....	96
Figure 23 : Cartographie des trois sous-bassins versant de la tourbière de Ribains.....	98
Figure 24 : Profil topographique longitudinal du sous-bassin de Marsillac.....	99
Figure 25 : Profil topographique longitudinal du sous-bassin de Charbonnier.....	100
Figure 26 : Profils en travers du cratère de maar de Ribains.....	101
Figure 27 : Cadastre napoléonien des Narces de Ribains.....	105
Figure 28 : Répartition du drainage sur la tourbière de Ribains en 1956.....	112
Figure 29 : Carte de localisation des profils topographiques et des piézomètres.....	122
Figure 30 : Profil topographique n°1 de la tourbière de Ribains.....	122
Figure 31 : Profil topographique n°2 de la tourbière de Ribains.....	123
Figure 32 : Profils topographiques n°3, 3A et 3B de la tourbière de Ribains.....	124
Figure 33 : Profil topographique n°4 de la tourbière de Ribains.....	124
Figure 34 : Profil topographique n° 5 de la tourbière de Ribains.....	125
Figure 35 : Profil topographique n° 6 de la tourbière de Ribains.....	125
Figure 36 : Carte bathymétrique des formations meubles (tourbe + gyttje) et localisation des carottages.....	127
Figure 37 : Courbes des teneurs en eau, en matière organique et en fibres de la carotte LA1.....	130
Figure 38 : Courbes des teneurs en eau, en matière organique et en fibres de la carotte LA 2.....	130
Figure 39 : Vue en coupe de la tourbière de Ribains (localisation des sondages fig.36).....	131
Figure 40 : Sondages réalisés le long d'un profil en travers (du nord au sud, cf fig. 36).....	136

Figure 41 : Sondages réalisés le long du profil Ouest (cf. fig. 36).....	137
Figure 42 : Caractéristiques principales de l'équilibre hydrologique d'une tourbière.....	141
Figure 43 : Conductivité hydraulique de trois types de tourbe (D'après Schweikle, in Göttlich 1990, copié dans Gobat <i>et al.</i> 1998, p. 293).....	146
Figure 44 : Carte synthétique des écoulements de surface du marais de Ribains.....	148
Figure 45 : Fermeture naturelle d'un drain est mise en place d'un écoulement souterrain au sein de la tourbe.....	150
Figure 46 : Comparaison des données pluviométriques Météo France (station de Landos) avec le pluviomètre Hobo (tourbière de Ribains).....	153
Figure 47 : Pluviométrie - piézométries sur une année, du 10/05/2004 au 26/04/2005 (Ribains).....	155
Figure 48 : Ecart aux normales saisonnières calculées 1993-2005	156
Figure 49 : Pluviométrie-piézométrie sur de courtes périodes du 8 au 22 juin et 16 au 27 août.....	158
Figure 50 : Réponse de la nappe entre le piézomètre 3 et le fossé de drainage	160
Figure 51 : Graphiques horaires des variations de températures enregistrées sur la tourbière.....	165
Figure 52 : Variations des températures enregistrées sur la tourbière de Ribains du 26 mai 2004 au 16 septembre 2006.....	166
Figure 53 : Descriptions pédologiques et pertes au feu des horizons superficiels, axe Nord / Sud.....	173
Figure 54 : Cartographie du gradient de minéralisation observé sur la tourbière de Ribains	202
Figure 55 : Carte de localisation des dépressions circulaires du Nord Devès.....	212
Figure 56 : Tableau synthétique de la situation altitudinale et climatique des « lacs » du Devès.....	214
Figure 57 : Carte de localisation des tourbières des « lacs » du Devès étudiées en détail.....	226
Figure 58 : Cartographie du bassin-versant du Lac de Collanges et localisation du profil topostratigraphique	229
Figure 59 : Profil stratigraphique de la tourbière de Collanges	232
Figure 60 : Taux de matière organique et teneur en eau de la tourbière Collanges	233
Figure 61 : Cartographie du bassin-versant du Lac de Freycenet, localisation des profils et des sondages	236
Figure 62 : Descriptions des sondages réalisés sur la tourbière de Freycenet	237
Figure 63 : Cartographie du bassin-versant du Lac de la Gimberte.....	239
Figure 64 : Profils topographiques de la base et de la surface	240
Figure 65 : Descriptions des sondages réalisés sur la tourbière de la Gimberte	242
Figure 66 : Croquis descriptif de la carotte des macrorestes végétaux analysée par M. Lavoie (sud de la tourbière de Ribains à proximité du piézomètre 1 cf figure 36).....	272
Figure 67 : Les types d'entourbement développés lors de la mise en place de la tourbière de Ribains au Préboréal.....	273
Figure 68: Graphique de la répartition âges / profondeurs des dates obtenus sur Ribains	275
Figure 69 : Répartition des dates sur les colonnes stratigraphiques simplifiées (localisation des sondages cf. fig. 36)	277
Figure 70 : Datations de la couche basale de tourbe du Lac de Collanges	280
Figure 71 : Datations des couches basales de tourbe du Lac de la Gimberte.....	282
Figure 72 : Datations des couches basales du Lac de Freycenet.....	282
Figure 73 : Répartition des datations radiocarbone sur Collanges et de Freycenet.....	284
Figure 74 : Répartition âges / profondeurs des datations radiocarbone obtenues sur les sites de Collanges, de Freycenet et de la Gimberte.....	285

Figure 75 : Diagramme de distribution des dates de démarrage de 68 tourbières du Massif Central oriental (dates radiocarbone calibrées BP, intervalles de 250 années réelles)	298
Figure 76 : Courbe cumulative des 68 tourbières datées apparues à l'Holocène (dates radiocarbone calibrées BP, intervalles de 250 années réelles)	298
Figure 77 : Proportion par chronozone des dates de démarrage de la tourbe dans le Massif Central oriental	299
Figure 78 : Comparaison entre la courbe cumulative des dates de démarrage des tourbières du Massif Central oriental et celle des tourbières du Sud de la Finlande (Khorola 1995).....	302

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Tourbières du Devès inscrites en zone de protection réglementaire Natura 2000 ou ZNIEFF	74
Tableau 2 : Références des photographies aériennes utilisées pour l'analyse diachronique	108
Tableau 3 : Granulométrie et pertes au feu de la partie centrale du cône de déjection	139
Tableau 4 : Données physico-chimiques de quelques échantillons de tourbe de Ribains	174
Tableau 5 : Répartition en fonction de l'état d'eutrophisation (Seytre 2003)	188
Tableau 6 : Granulométries et pertes au feu des formations argileuses de la base des dépressions	213
Tableau 7 : Localisation géographique, altitude et superficie des sites étudiés et de leur bassin-versants	225
Tableau 8 : Lac de Collanges : bilan des relevés de niveaux d'eau 2002-2005 en cm.....	228
Tableau 9 : Lac de Freycenet : bilan des relevés de niveaux d'eau 2002-2005 en cm (données relevées par le conseil général).....	235
Tableau 10 : Lac de la Gimberte : bilan des relevés de niveaux d'eau 2002-2005 en cm (données relevées par le conseil général).....	238
Tableau 11 : Datations radiocarbone réalisées sur la tourbière de Ribains.....	270
Tableau 12 : Datations radiocarbone réalisées sur les tourbières des « lacs » du Devès	283

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

Photographie 1 : Vue du Devès entre le lac du Bouchet et Landos, en direction du Sud.....	31
Photographie 2 : Vues du plateau agricole du Devès	33
Photographie 3 : Carottages du lac de l’Oeuf (0 à 120 cm)	77
Photographie 4 : Photographies aériennes de la zone humide de Marsillac, 1956-1987.....	99
Photographie 5 : Carrières inscrites dans les flancs Sud et Nord du cratère de maar de Ribains	103
Photographie 6 : Evolution des principales zones d’urbanisation de la commune de Landos, entre 1956-2000.....	109
Photographie 7 : Fossé de drainage dans sa partie centrale des Narces de Ribains	111
Photographie 8 : Progression des résineux de la zone Sud entre 1956-2000	114
Photographie 9 : Développement à proximité de la fosse d’exploitation entre 1956-2000.....	116
Photographie 10 : Développement de la ripisylve le long du fossé de drainage	117
Photographie 11 : Anciens touradons de carex en cours de minéralisation (Ribains 2002).....	120
Photographie 12 : Relevé d’un codeur limnimétrique de type OTT-Thalimedes sur Ribains.....	152
Photographie 13 : Station d’enregistrement des températures de la tourbière de Ribains.....	163
Photographie 14 : Zone de touradons à <i>Carex paniculata</i> (tourbière de Ribains)	188
Photographie 15 : Rôle du pâturage sur la tourbière de Ribains	193
Photographie 16 : Vue panoramique de la tourbière du Lac de Collanges (été 2003)	227
Photographie 17 : Vues en coupe du remplissage sédimentaire de la dépression de Collanges.....	231
Photographie 18 : Vue panoramique de la tourbière gelée du Lac de Freycenet (hiver 2002).....	234
Photographie 19 : Vues en coupe du comblement sédimentaire de La Gimberte	241
Photographie 20 : Fosse pédologique en bordure de la zone humide de la Gimberte.....	241
Photographie 21 : Phase lacustre et phases d’entourbement à Ribains	268

Introduction

Si les tourbières constituent l'une des composantes majeures de nombreux géosystèmes planétaires (Lappalainen 1996 ; Cubizolle 2000, inédit b), elles sont néanmoins sous-représentées dans la Liste des zones humides d'importance internationale (Liste de Ramsar). Pourtant leur rôle dans le fonctionnement de la biosphère est reconnu (Gorham 1991). Dans de nombreuses régions, des discussions sont en cours au niveau international pour remédier à ces lacunes. Il est question de promouvoir les tourbières pour leur intérêt tant économique qu'environnemental, inhérent à la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (Buenos Aires 1998), à la Convention sur les zones humides (Iran 1971) et à la Convention sur la Diversité Biologique (Conférence de Rio 1992). Les thèmes des changements climatiques, des puits de carbone, de l'utilisation rationnelle et de la gestion durable des tourbières ont d'ailleurs fait l'objet d'attentions toutes particulières lors de l'atelier sur les tourbières du 13^{ème} Forum mondial sur la diversité biologique, réuni du 7 au 9 mai 1999, à San José, Costa Rica (Ramsar 1999).

En France, depuis une vingtaine d'années, s'est établie une véritable prise de conscience de l'intérêt des tourbières pour la biodiversité et la ressource en eau. L'Etat a retenu, parmi d'autres, l'enjeu de ces zones humides, avec le souci majeur de maintenir un bon état des masses d'eau, comme cela est prévu par la directive européenne cadre sur l'eau (D.C.E.). Une politique de gestion conservatoire et des opérations de restauration et de réhabilitation a été lancée un peu partout sur le territoire. Mais nous sommes confrontés, en France en particulier, à un déficit de connaissances scientifiques sur les tourbières. Il existe aujourd'hui une forte demande sociale d'acquisition de données et de comparaison des résultats. L'acquisition de connaissances sur ces milieux naturels est d'autant plus fondamentale que les prévisions actuelles sur le réchauffement climatique sont alarmistes. Les recherches sur la ressource en eau auxquelles participent fortement ces zones humides deviennent urgentes et fondamentales. Prévenir ces impacts suppose donc au préalable une bonne connaissance du fonctionnement hydrologique et géomorphologique des bassins versants et des dynamiques qui commandent l'évolution des tourbières qui les composent. Il s'agit à terme d'apprécier l'état actuel des tourbières et d'évaluer vers quel stade elles évoluent. De cette façon, les gestionnaires seront en mesure de prendre les meilleures décisions possibles afin de limiter ou de prévenir certains des dysfonctionnements et des impacts observés. Les études sur les

tourbières françaises sont restées très marginales et se sont cantonnées, pour l'essentiel, à étudier les caractères botaniques, écologiques et palynologiques. Cette remarque est d'autant plus vraie sur les tourbières basses, pourtant les plus sollicitées par les captages d'eau et le pâturage. Dans ces conditions, les opérations de gestion des tourbières ont un caractère trop souvent empirique et se trouvent être parfois inadaptées ou insuffisantes. Il convient donc de multiplier les travaux de recherches afin d'accroître et de diffuser les connaissances sur les tourbières. « *Une démarche plus rigoureuse, fondée sur des études préalables aux opérations de gestion et un suivi scientifique postérieur aux interventions, le tout s'inscrivant dans une coopération étroite scientifique/gestionnaire, permettrait à l'évidence une meilleure exploitation des résultats et notamment de vérifier si l'expérience est reproductible sur d'autres sites* » (Cubizolle 2007). Fort de ce constat, nous avons pris l'initiative de travailler sur le fonctionnement et la dynamique de tourbières basses qui se révèlent être aussi d'excellents milieux conservateurs, favorables aux études paléoenvironnementales.

D'un point de vue physique, une tourbière est avant tout un volume au sein duquel des flux d'eau et de matière dissoute ou en suspension circulent plus ou moins rapidement tant sur un plan horizontal que vertical. C'est pourquoi, il est nécessaire d'étudier en détail l'accumulation de tourbe ainsi que le contexte hydro-géomorphologique du bassin-versant dans laquelle repose la masse de tourbe. Ces données sont tout aussi importantes à étudier que la surface qui accueille les communautés végétales et animales vivantes. L'étude du dépôt tourbeux nous renseigne sur les différentes étapes de la vie d'une tourbière. C'est en définitive comme si nous feuilletions son carnet médical afin d'évaluer, à travers le temps, son état de santé.

Cette approche requiert donc, en plus de l'étude de critères fonctionnels tels que les conditions hydrologiques, géomorphologiques ou biologiques, d'acquérir des données paléoenvironnementales ou historiques. L'acquisition de ces données, doublée de datations par le radiocarbone, nous permet d'intégrer l'évolution de ces tourbières dans leurs environnements passés et de tenter de répondre à certaines questions :

Quand et comment ces tourbières se sont-elles mises en place ? Existe-t-il une ou plusieurs générations de tourbières ? Comment ont-elles évolué ? Observe-t-on des discontinuités ? Ces dernières ont-elles été synchrones d'un site à l'autre ?

Cette démarche scientifique s'inscrit dans le cadre des recherches menées, au sein de la Zone Atelier Loire (Z.A.L.) dirigée par Joëlle Burnouf, par le CRENAM (UMR 5600 CNRS), en continuité des travaux menés depuis plusieurs années sur les tourbières du Massif Central oriental granitique par Hervé Cubizolle. En effet, l'étude des tourbières du Massif Central oriental est déjà bien engagée dans le domaine granito-gneissique (Cubizolle *et al.* 2003 ; Cubizolle *et al.* 2004 a ; Cubizolle *et al.* 2004 b ; Cubizolle *et al.* 2004 c ; Cubizolle inédit ; Thebaud & Cubizolle 2002). *A contrario*, le domaine volcanique souffre d'une réelle carence de données, c'est pourquoi des travaux ont été engagés dans le Devès. L'investissement de ce secteur géographique est d'autant plus intéressant que le contexte environnemental est différent de celui du domaine granitique. Le choix du Devès permet ainsi d'étudier des types de tourbières absents du domaine cristallin. En effet, la nature volcanique du substrat et les moindres précipitations sur ce plateau limitent le développement des tourbières à sphaignes, dominantes dans le domaine cristallin et favorisent des formations plus mésotrophes (Cubizolle *et al.* 2004 b). La différence de contexte socio-économique offre également un élément de comparaison intéressant entre le domaine volcanique du Devès, où se développe une agriculture intensive et le système agro-pastoral des massifs du domaine cristallin, plus extensifs.

Les objectifs assignés à ce travail de recherche sont donc triples :

- approfondir les connaissances écogéographiques sur les tourbières du domaine volcanique du Devès afin d'obtenir une évaluation générale de leur état de santé.
- déterminer les impacts des interventions humaines sur ces sites afin de guider les opérations de gestion conservatoire actuelles et d'orienter les projets de restauration en cours.
- acquérir des données paléoenvironnementales, afin d'appréhender les multiples changements qui ont rythmé l'histoire de ces tourbières et de leur environnement physique et humain ; se servir de ces données pour tenter de prévoir leur évolution à moyen terme.

1^{ère} PARTIE : Le cadre de la recherche

1. Vers une meilleure connaissance des tourbières du Massif Central oriental.

1.1. Situation générale

En France, les tourbières ne couvrent qu'environ 1500 km² soit à peine plus de 0,2 % du pays (Joosten & Clarke 2002). Réparties sur l'ensemble du territoire national, on les trouve dans tous les massifs montagneux, dans les plaines alluviales et sur de nombreux littoraux (Manneville *et al.* 1999). A la différence de l'Irlande par exemple, dont le taux de boisement est le plus faible d'Europe ou de quelques rares régions comme le Cézallier en Auvergne, la tourbe n'a jamais représenté un combustible ou un matériau de première nécessité. Peu exploitées en France (Kimpflin 1929), les tourbières ont été victimes de leur mauvaise réputation (insalubres, malfaisantes, dangereuses...). Alors qu'elles étaient encore utilisées jusque dans les années 1950, le recul des activités agricoles traditionnelles, les a rendues inutiles. Si certaines ont été simplement abandonnées, beaucoup d'autres ont subi drainage et tentative de reboisement. Selon divers auteurs (Direction Des Mines 1949 ; Goodwillie 1980 ; Kivinen & Pakarinen 1981 ; Francez *et al.* 1992), la surface originelle de tourbières en France a pu être estimée entre 100 000 et 400 000 hectares (Kimpflin 1929), et il n'en resterait plus qu'environ 60 000 hectares (Moore & Bellamy 1974 ; Goodwillie 1980). Ainsi, la moitié de la surface des tourbières présentes en France en 1945 a aujourd'hui définitivement disparu (Dupieux 1998 ; Manneville *et al.* 2006).

1.1.1. Un regain d'intérêt pour les tourbières du Massif Central

A l'échelle du Massif Central oriental, les tourbières apparaissent généralement comme des écosystèmes marginaux du fait de leur superficie modeste. Cependant, les 1500 hectares des massifs granito-gneissiques et volcaniques étudiés n'en présentent pas moins une grande valeur patrimoniale qui s'exprime autant par l'originalité des communautés végétales qu'elles abritent que dans la richesse de l'information paléoenvironnementale qu'elles archivent (Cubizolle *et al.* 2004 b).

Situées à l'interface entre les milieux terrestres et aquatiques, les tourbières assurent une multitude de fonctions. En plus de garantir la production, le développement et/ou le maintien d'écosystèmes liés à l'eau, les tourbières assurent aussi des fonctions de recharge des nappes, de transformation des éléments nutritifs (Maltby *et al.* 1994 ; Fustec & Frochot 1996), de stockage de carbone (Gorham 1991). Toutes ces caractéristiques leur confèrent un grand intérêt scientifique auquel s'ajoute les valeurs patrimoniale, écologique, culturelle, ou paysagère. Loin d'être figés, ces écosystèmes sont tributaires de leur environnement géographique au sein duquel l'Homme joue un rôle significatif nécessitant parfois la mise en place rapide d'une gestion conservatoire de ces sites. De ce fait, les tourbières ont bénéficié d'une politique de préservation couplée à des programmes de recherche, visant à mieux comprendre le fonctionnement de ces zones humides. Les tourbières du Massif Central oriental n'ont pas échappé à cette volonté générale et c'est dans un contexte de forte demande sociale que s'inscrit ce travail.

1.1.2. Le contexte politique et scientifique

Face à la dégradation et au recul de ces écosystèmes, un certain nombre de mesures ont été prises au niveau international, dès 1971, à travers la Convention Ramsar et ce afin de favoriser la conservation et l'utilisation rationnelle des zones humides. A l'échelle nationale, les premiers éléments témoignant d'une véritable volonté d'agir en faveur des tourbières datent de 1979 lorsque le Ministre de l'Environnement confie à l'Institut Européen d'Ecologie (IEE) l'inventaire des sites les plus remarquables et dont la protection apparaît comme une nécessité et même une urgence. Cette mesure aboutira à l'inventaire national des tourbières (Géhu *et al.* 1981). A partir de là, le gouvernement décide que les tourbières les plus remarquables doivent être intégrées à la loi du 10 juillet 1976 relative à la protection de la nature. Elles ne doivent donc faire l'objet d'aucun aménagement susceptible de les détruire ou d'altérer leur fonctionnement hydrologique sans autorisation préalable. Durant cette même année, une circulaire ministérielle demande de compléter le travail de l'IEE et précise que la politique engagée pourra faire l'objet d'un schéma régional de protection et de gestion des tourbières (Caron 2001). Les DIREN sont alors chargées de faire appliquer cette politique à l'échelle régionale et de réaliser un inventaire des tourbières qui doit être suivi d'un schéma départemental de gestion. C'est donc depuis le début des années 80 que s'est instauré une

véritable prise de conscience nationale de la nécessité de sauvegarder ces écosystèmes humides désormais perçus comme remarquables.

Plusieurs autres étapes importantes sont également à souligner telles que :

- **la loi sur l'eau**, qui impose en France la protection des zones humides, au même titre que celle de la ressource en eau et des écosystèmes aquatiques (Fustec & Lefeuvre 2000) ;
- **la Directive « Habitats »** (1992) qui reconnaît au niveau de la Commission Européenne les tourbières comme patrimoine naturel majeur ;
- **le plan d'action gouvernemental de sauvegarde et de reconquête des zones humides** (1995), présenté par le ministère de l'environnement pour la sauvegarde et la reconquête des zones humides ;
- **le programme Life-nature**, intitulé « tourbières de France » (1995) ; ce programme a été proposé par Espaces Naturels de France à la Commission Européenne et à l'Etat.

Enfin, le constat de lacunes majeures dans la connaissance du fonctionnement des zones humides et des relations socio-économiques que les différents acteurs entretiennent avec ces milieux, a motivé en 1997 la création d'un **Programme National de Recherche sur les Zones Humides** (PNRZH). Celui-ci, mis en place par les Agences de l'eau et les ministères de l'Aménagement du territoire et de l'Environnement, de l'Agriculture et de l'Equipement, regroupe une vingtaine d'équipes pluridisciplinaires dont les travaux concernent l'essentiel des principaux types de zones humides du territoire français dont les tourbières (Fustec & Lefeuvre 2000). La partie consacrée aux tourbières, intitulée « *Fonctionnement hydrologique et diversité typologique, approches écologiques et socio-économiques, application pour une stratégie de conservation et de gestion* », illustre bien l'étendue des recherches et sa finalité. Dans le prolongement de cette dynamique, une démarche à l'échelle régionale a été créée par le programme d'étude des tourbières rhône-alpines (PETRA), programme développé entre 2003-2006 et piloté par l'Université Jean Monnet (rapport accessible en ligne sur les sites du Groupe d'Etude des Tourbières et du CRENAM).

Cette politique s'est enfin traduite par l'engagement des collectivités territoriales, tels que les départements, les Parcs Naturels Régionaux (PNR), ou encore les communes. Avec

par exemple la Taxe Départementale sur les Espaces Naturels Sensibles (T.D.E.N.S), la plupart des départements représentés par les Conseils Généraux, se sont donnés les moyens de mener une politique active en faveur de la protection et de la valorisation des sites naturels remarquables. Cette taxe, doublée du Schéma Départemental en faveur des Espaces Naturels Sensibles (S.D.E.N.S.), ont permis aux départements de fixer des priorités d'interventions sur ces sites remarquables et a été déterminante quant à l'étude des tourbières et des zones humides. Dans les départements de la Loire et de la Haute-Loire, les plus impliqués dans les recherches menées par l'Université Jean Monnet de Saint-Étienne sur les tourbières du Massif Central oriental, l'implication des Conseils Généraux, principalement de la Loire et de la Haute-Loire, a été capitale.

Les PNR ont également un rôle substantiel puisqu'ils ont parmi leurs missions, celle de protéger le patrimoine, notamment par une gestion adaptée des milieux naturels et des paysages. En plus de cet objectif, les parcs participent à des actions expérimentales et contribuent au bon déroulement des programmes de recherche. C'est à ce titre que la participation du PNR du Pilat a permis de travailler efficacement sur certaines tourbières du Massif Central oriental.

Dès lors, la nouvelle politique de protection des zones humides et en l'occurrence des tourbières a permis d'engager et de réaliser un grand nombre de travaux scientifiques sur les milieux humides.

1.2. Le bilan des travaux

1.2.1. Le domaine granito-gneissique

Il y a encore une dizaine d'années, les tourbières des massifs granito-gneissiques du Massif Central oriental (Pilat, Forez, Livradois, Bois Noirs et monts de la Madeleine) étaient très peu étudiées sauf quelques unes d'un point de vue écologique (Francez 1990) et spécialement phytosociologique (Thebaud 1988). La principale source d'information a longtemps été l'inventaire des mines (Direction Des Mines 1949) réalisé dans la perspective d'une exploitation minière de la tourbe. *« D'un intérêt remarquable grâce à la précision des descriptions et des localisations, cet ouvrage a aussi l'avantage de rendre possible une étude de l'évolution des surfaces tourbeuses depuis le milieu du XX^{ème} siècle »* (Cubizolle 2005). Depuis les années 80, plusieurs inventaires se sont intéressés ensuite à la diversité floristique

des tourbières de ces massifs. On recense ainsi un inventaire à caractère européen (Goodwillie 1980), un autre concernant l'ensemble du territoire national (Géhu *et al.* 1981) et enfin, un inventaire régional, réalisé par le Conservatoire Régional des Espaces Naturels de Rhône-Alpes (Coïc *et al.* 2000), plus complet, qui répertorie les tourbières supérieures à 1 hectare. Enfin, à partir de 1995, d'autres types de documents (documents d'objectifs Natura 2000, plans de gestion, diagnostics et études d'impact, etc.) se sont multipliés et ont permis d'apporter des informations complémentaires. A cela, s'ajoutent quelques rares travaux scientifiques qui ne concernaient pour l'essentiel que les tourbières du Forez (Janssen & Van Straten 1982 ; Francez 1990 ; Thebaud 1990).

« Depuis une quinzaine d'années, les mises en route de Natura 2000 et des politiques départementales « Espaces Naturels Sensibles » ont contribué à stimuler les politiques de conservation des tourbières et relancé l'intérêt scientifique pour ces milieux » (Cubizolle 2005) Les questions posées aux chercheurs concernent principalement 2 thèmes : le fonctionnement hydrologique des tourbières et l'apport des tourbières à la reconstitution de l'histoire des paysages et des sociétés humaines qui les ont modelé. *« Finalement, trois axes de recherche ont été développés dans le cadre de divers programmes engagés par l'Université Jean Monnet de Saint-Étienne :*

- *la typologie hydro-géomorphologique des tourbières et les facteurs de leur répartition géographique,*
- *l'apport des tourbières à la connaissance de l'évolution des milieux naturels et des sociétés humaines au cours des 12 000 dernières années,*
- *le fonctionnement hydrologique des tourbières »* (Cubizolle 2005).

L'état actuel des recherches dans cette région concerne approximativement 150 sites ayant fait l'objet pour certains de publications (Cubizolle *et al.* 2003 ; Cubizolle *et al.* 2004 a ; Thebaud & Cubizolle 2002 ; Thebaud *et al.* 2003 ; Cubizolle & Russias 2004 ; Thebaud & Desfougères 2004 ; Cubizolle *et al.* 2004 b ; Cubizolle *et al.* 2004 c ; Cubizolle *et al.* 2004 d). L'essentiel des recherches a été compilé et développé dans le dossier scientifique d'une Habilitation à Diriger des Recherches (Cubizolle 2005). Dans ce travail, les deux premiers axes cités précédemment ont été traités en détail. Les recherches sur l'hydrologie des tourbières de cette région font quant à elles l'objet d'une thèse en cours à l'Université Jean Monnet (Porteret *en cours*)

1.2.2. Le domaine volcanique

Les tourbières vellaves ont été largement ignorées. Avant les années 80, les références bibliographiques sur les tourbières du Velay se limitaient à quelques rares articles (Lemée 1945, 1946). Ce constat, déjà signalé dans l'inventaire départemental des tourbières de Haute-Loire (Tort 1988a), n'a depuis guère évolué. Pour l'essentiel, il s'agit de données floristiques et faunistiques (Tort & Villepoux 1984, 1985 ; Tort *et al.* 1986 ; Bernard *et al.* 1992 ; Tort 1992 ; Seytre 2002, 2003, Tort 2005).

Au-delà des intérêts floristiques et faunistiques, c'est avant tout le potentiel des gisements tourbeux des maars du Devès qui attira l'attention (Direction Des Mines 1949 ; Bouzigues & Favrot 1966 ; Bruhnes *et al.* 1982). On retrouve d'ailleurs dans l'inventaire départemental (Tort 1988a) une évaluation de la qualité et de la quantité des gisements tourbeux. Les seuls travaux scientifiques engagés sur les tourbières du Devès et ayant fait l'objet de publications sont ceux entrepris en palynologie par J.-L de Beaulieu, A. Pons et M. Reille (Beaulieu *et al.* 1984 ; Pons *et al.* 1987 ; Beaulieu & Reille 1992 ; Reille *et al.* 2000) visant à réactualiser les données de Lemée (Lemée 1945, Lemée 1946), de Dubois ou de Coûteaux (Coûteaux 1984) pour l'essentiel, et celui de Josien et Tort (Josien & Tort 1994) sur l'impact de l'environnement agricole sur une tourbière de maar à travers l'exemple du marais de Limagne. Pour terminer, depuis 2000, 2 mémoires de maîtrise de géographie encadrés par l'université de Saint-Étienne ont été rédigés (Caron 2001, Exbrayat 2003).

Concernant les actions concrètes réalisées sur les tourbières du Devès, l'impulsion récente donnée par le conseil général, dans le cadre de sa politique en faveur des espaces naturels sensibles, a permis l'acquisition et la mise en valeur de la tourbière du Mont Bar, la valorisation du marais de Limagne ainsi que la mise en œuvre d'un projet de réhabilitation écologique des Narces de la Sauvetat, ce dernier site ayant fait l'objet d'une longue période d'exploitation de la tourbe. Enfin, toujours dans cette même démarche volontariste du Conseil Général, une politique de préservation des zones humides du Devès a été récemment entreprise, dans laquelle quelques tourbières sont également concernées. Le « *Programme intégré d'étude des tourbières de maars du Velay* », mené dans le cadre de ces travaux de recherche, s'inscrit dans cette dynamique.

2. Le cadre géographique et géomorphologique du Devès

2.1. Le cadre géographique régional et les limites du secteur étudié

Si cette étude s'inscrit dans le prolongement des travaux effectués sur les tourbières du Massif Central oriental (figure 1), elle se limite néanmoins au domaine volcanique du plateau du Devès dans le Velay occidental.

2.1.1. L'ensemble volcanique du Velay

Le domaine volcanique vellave (figure 1) peut être divisé en trois grands secteurs géographiques (Mergoïl *et al.* 1993) : d'est en ouest, le massif du Meygal-Mézenc, le bassin du Puy et le plateau du Devès :

- le Meygal-Mézenc est un plateau qui s'incline lentement de 1200 m à l'Est, à moins de 1000 vers l'Ouest et le Nord. Seul le Sud-Est comporte des altitudes moyennes atteignant 1400 m (Valadas 1984). Le Meygal-Mézenc se présente comme un plateau de coulées ponctué de dômes-coulées de phonolites ou de dômes d'extrusions phonolitiques, les sucs, et de maars ;
- le bassin du Puy est un bassin d'effondrement orienté NO. / SE. comblé de sédiments paléogènes et marqué par un volcanisme de type surtseyen ;
- le Devès, moins hétérogène d'un point de vue géologique que le Meygal-Mézenc, est également un vaste plateau basaltique étendu du Nord au Sud sur près de 60 km et d'altitude moyenne de 1100 mètres.

Il est à noter que seuls le Meygal-Mézenc et le Devès accueillent des tourbières.

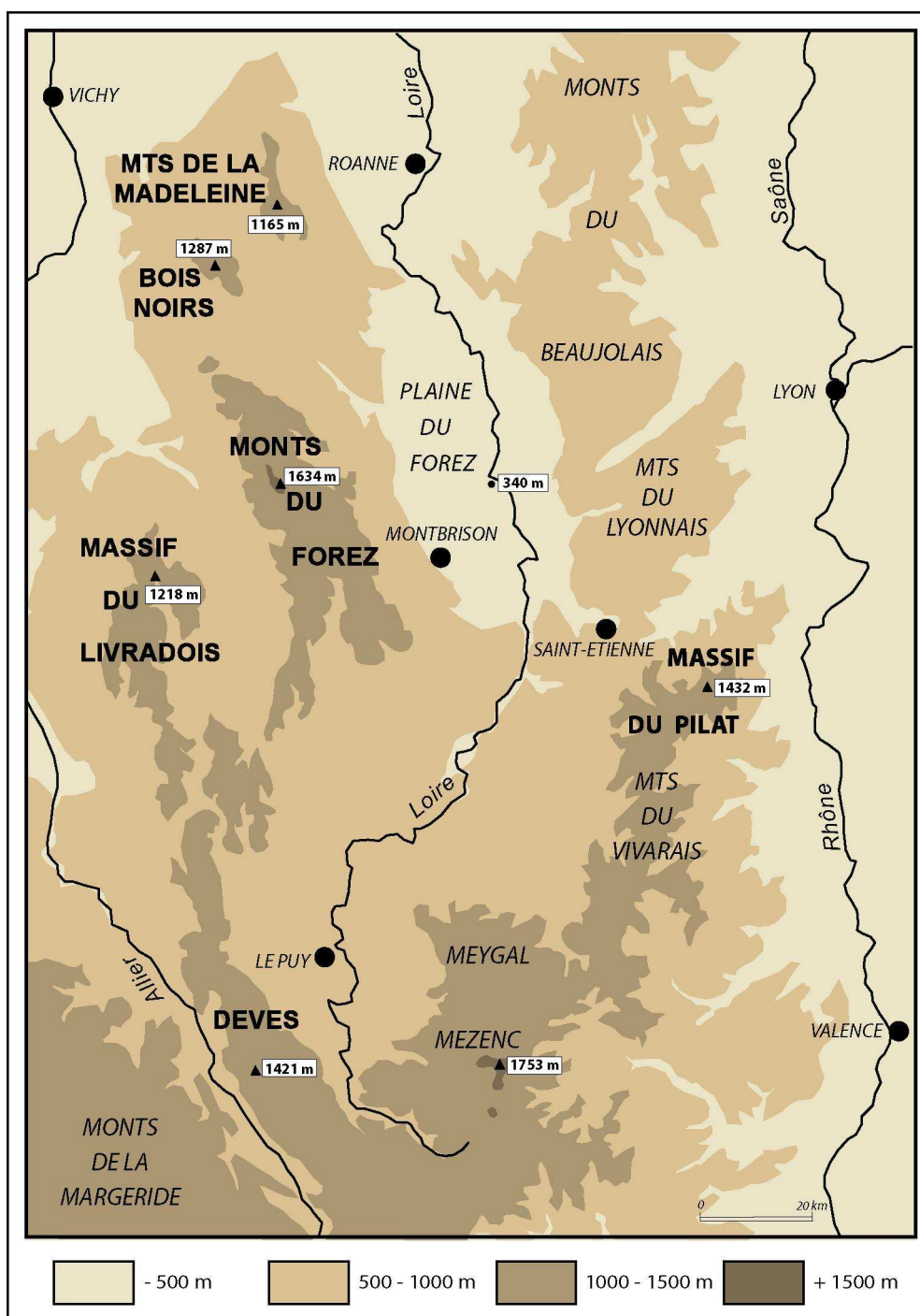


Figure 1 : Le Massif Central oriental : localisation des massifs étudiés par le CRENAM (en gras sur la carte)

2.1.2. Limite du secteur étudié : le plateau du Devès

Les sites étudiés dans cette étude ne concernent que le domaine volcanique du Devès. Le Devès, également appelé plateau du Velay, est géographiquement localisé sur la partie méridionale du Massif Central oriental au sein du département de la Haute-Loire. Délimité à

l'Est par le cours supérieur de la Loire - du Brivadois au plateau ardéchois - et à l'Ouest par le Haut-Allier - marqué par ses profondes gorges - la limite entre les deux bassins versants n'est pas clairement individualisée.



Photographie 1 : Vue du Devès entre le lac du Bouchet et Landos, en direction du Sud

Ce vaste entablement basaltique s'étend approximativement sur 850 km². Il est constitué de deux composantes principales : une superposition de plusieurs coulées basaltiques et une multitude de cônes stromboliens, les "*gardes*", plus de 230 au total, toutes réparties à la surface des coulées (Bout 1973 ; Mergoïl *et al.* 1993 ; Nehlig *et al.* 2003). Ces édifices sont larges à la base de 400 à 1000 mètres et haut de 60 à 180 mètres. D'orientation N.NE / S.SW, la chaîne volcanique du Devès, soulignée par l'alignement de cônes stromboliens coalescents, culmine à 1421 mètres et affiche une altitude moyenne de 1100 mètres. En coupe transversale E / O, le plateau est nettement dissymétrique avec un versant occidental en moyenne légèrement plus élevé mais moins étendu que le versant oriental (figure 6).

S'ajoutent quelques vastes dépressions circulaires - les maars - témoins d'une activité phréatomagmatique, ainsi que d'autres de dimensions plus réduites et qualifiées localement de

"lacs", dont l'origine incertaine sera discutée plus loin. Toutes ces dépressions d'échelle kilométrique à hectométrique sont soit occupées par un lac, comme c'est le cas pour le lac de maar du Bouchet, soit par une tourbière (marais de Limagne, La Sauvetat, Landos, Collanges...) ou largement drainées et transformées en surfaces agricoles.

Un grand nombre de sites préhistoriques d'âge très divers atteste que ce plateau a été investi par l'Homme depuis longtemps (Viscomte 1973 ; Philibert 1975, 1982 ; Crémillieux *et al.* 1980 ; Raynal *et al.* 2003). Les premières traces humaines dans le Velay sont avérés dès le début du dernier glaciaire, au cours du Paléolithique Moyen, avec la découverte d'outillages lithiques moustériens datés aux alentours de 85 à 80 ka BP (Daugas & Raynal 1986 ; Raynal 1986). La topographie relativement plane ou en pente douce et la très bonne qualité des sols volcaniques invitent à penser que l'activité agricole est ancienne. C'est autour de 4400 av. J.-C. que les premières communautés chasséennes du Néolithique moyen se développent en Velay (Daugas & Raynal 1986). Depuis, le Devès n'a cessé de s'affirmer comme un territoire agricole. Aujourd'hui, c'est une agriculture à très haut rendement qui s'est majoritairement développée, notamment grâce à la culture de la lentille.

Il en résulte un paysage ouvert, marqué par l'empreinte agropastorale et parsemé de murets en pierres délimitant le parcellaire (photographie 2A). Largement mis en culture (céréales, maïs et lentilles) et pâturé, ce paysage ne laisse que peu d'espace à la forêt. Celle-ci se concentre principalement sur le haut des versants et les sommets du Devès et autres appareils volcaniques (photographie 2B). Seuls quelques lambeaux de hêtraies et des reboisements en épicéas et en douglas viennent un peu compenser l'omniprésence du pin sylvestre. Tout comme en Margeride, cette caractéristique a longtemps été considérée comme le reflet de conditions climatiques relativement sèches traduisant une situation "climacique" d'origine ancienne (Carles 1947, 1957). Il est cependant clair aujourd'hui que la végétation potentielle est plutôt la hêtraie (Reille & Pons 1982 ; Beaulieu *et al.* 1984 ; Reille 1990a). Selon Lemée, l'analyse pollinique d'un ensemble de sites de cette région a permis de montrer que l'abondance actuelle de *Pinus sylvestris* « [...] réduit à de faibles surfaces pendant plusieurs millénaires ne peut être considéré comme une survivance du passé dans son extension d'aujourd'hui [...] » (Lemée 1953). Pour Reille et Pons (Reille & Pons 1982), « (...) il apparaît à l'évidence que la dominance actuelle de *Pinus sylvestris* résulte d'un processus immédiat postérieur aux maxima de l'éclaircissement des forêts de *Fagus sylvatica* et de l'exploitation agropastorale (...) ».



Photographie 2 : Vues du plateau agricole du Devès (été 2006)

A : ligne de faîte du Devès, versant oriental

B : le long de la route dép. entre le Bouchet-St-Nicolas et Charbonnier (Landos)

2.2. Le contexte morphostructural

2.2.1. Les grandes étapes de l'histoire morphostructurale du Devès

Géologiquement, le Devès est formé d'un socle granitique et métamorphique supportant latéralement des sédiments paléogènes, le tout recouvert de basalte (figure 2).

Le socle qui affleure dans la région est constitué essentiellement par le granite hétérogène du Velay à l'Est, le granite porphyroïde de la Margeride à l'Ouest et des formations cristallophylliennes. L'ensemble de ce matériel, marqué lors des événements tectoniques hercyniens par de grands décrochements (Arthaud & Matte 1975), souligne la direction orographique dominante.

Cette région est restée stable jusqu'à l'Eocène, ne subissant que des phénomènes d'arasement. Il n'y a d'ailleurs presque plus de trace du Secondaire ; seuls quelques fragments de calcaire jurassique ont été trouvés dans les sables à chailles du Monastier. Les matériaux les plus anciens qu'on puisse observer dans cette région sont ceux qui, affectés par les déformations et le métamorphisme durant l'orogénèse hercynienne, forment la série cristallophyllienne. Ils sont d'âge Paléozoïque inférieur et/ou Précambrien supérieur (Girod 1979).

C'est à partir du début du Tertiaire que la tectonique remobilise les grands axes de fracture par une phase compressive. C'est à cette époque que les effondrements du bassin du Puy se sont produits, le remblaiement démarrant dès l'Eocène. A l'Oligocène, on assiste ensuite à une phase distensive E / W, d'ailleurs généralisée en Europe et responsable de l'effondrement des semi-grabens de la Limagne, du Forez ou d'Arlanc (Chafchafi 1997). Cette phase a également réactivé les accidents hercyniens. Enfin, après l'Oligocène, deux phases tectoniques sont admises : l'une à la limite Mio-Pliocène (vers 5,5 MA), l'autre relative à un soulèvement d'ensemble d'âge Plio-Villafranchien (Etienne 1984 ; Defive 1996).

La partie occidentale du Velay est ainsi parcourue par un réseau de failles décrochantes senestres NW-SE avec des directions annexes N.NW / S.SE (Chafchafi 1997). Le volcanisme dans cette région s'exprime principalement par l'édification du plateau du Devès entre 3 et 0.6 Ma à l'Ouest et au Sud-Ouest du bassin du Puy (Defive *et al.* 2005). Cependant, l'essentiel des épanchements du Devès résulte de deux paroxysmes éruptifs villafranchiens : un premier il y a 2 Ma et un second, subordonné, vers -1.2 Ma (Mergoil *et al.* 1993 ; Defive *et al.* 2005). Pour l'ensemble de la province vellave, la compilation des données géochronologiques révèle

des dates s'étalant du Miocène supérieur (-13.5 Ma) au Pléistocène supérieur (-0.5 Ma) et une évolution du volcanisme d'abord du Nord-Ouest au Sud-Est dans la chaîne orientale différenciée, puis d'Est en Ouest vers le bassin du Puy et la vallée de l'Allier (Mergoïl *et al.* 1993).

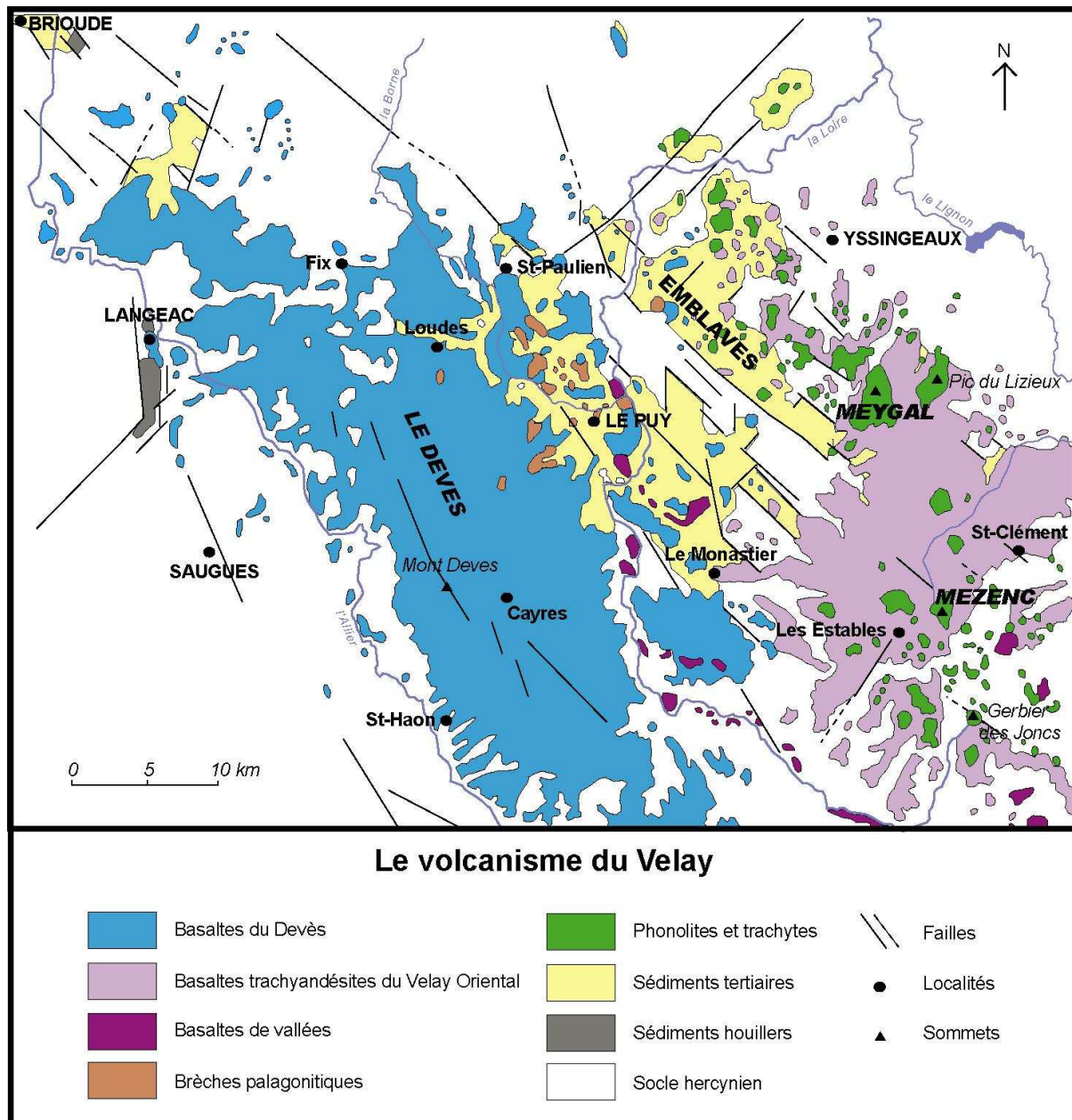


Figure 2 : Carte géologique simplifiée du Velay (d'après Mergoïl *et al.* 1993)

2.2.2. Les formations associées

Actuellement, le plateau du Devès est quasi exclusivement représenté par le volcanisme, ne laissant que peu de traces visibles du socle sous-jacent. Aussi, trois grands types de formations volcaniques sont représentés dans le Devès.

2.2.2.1. Les coulées basaltiques

Les formations volcaniques du Devès sont essentiellement constituées de produits basaltiques qui se sont répandus sous forme de coulées. On a comptabilisé 10 à 12 niveaux de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, et les empilements peuvent atteindre une puissance de 120 à 150 m (Kornprobst 1978 ; Lecocq 1987). Le Devès est caractérisé par des basaltes alcalins sodiques très peu différenciés (Boivin 1982). Ont été relevés la présence d'ankaramites, de néphélinites, de basaltes alcalins, d'hawaïtes et de basanites. Ces dernières étant les plus fréquentes.

Les coulées sont les produits liquides des éruptions. Ces laves sont associées à l'activité de nombreux appareils alignés pour la plupart dans l'axe des principales lignes de failles, c'est-à-dire N.NW / S.SE Cet alignement correspond à une fissure d'alimentation magmatique dont le processus qualifié d'éruption fissurale a sans doute permis la mise en place du Devès. De plus le nombre des coulées varie selon les points et leur épaisseur n'est pas uniforme. Les bassins du Puy et de Paulhaguet sont d'ailleurs aujourd'hui plus ou moins dégagés de leur couverture de lave. (Bout 1958). « *Ainsi, la carapace basaltique du plateau du Velay, malgré une apparente régularité que ne troublent qu'imparfaitement les cônes de projections qui accidentent sa surface, est une masse d'épaisseur très inégale qui fossilise une topographie différenciée* » (Bout 1958).

Le refroidissement rapide de ces coulées lors de leur épanchement s'accompagne d'une légère diminution de volume. Il se produit alors des cassures générant très souvent des divisions polygonales régulières : c'est le phénomène de prismation (Kieffer & Raynal 2001). D'un point de vue hydrogéologique, ce phénomène est important puisqu'il favorise la perméabilité en grand des coulées. Ainsi, si l'on ajoute à cela les nombreuses fissures occasionnés lors des événements explosifs, cette masse de basalte est loin d'être imperméable (figure 6). « *Il est peu vraisemblable que les violentes explosions qui ont découpé les maars à l'emporte pièce dans les superpositions de coulées se soient produites sans étoiler de*

fractures les pourtours de ces entonnoirs géants » (Bout 1958). Ainsi, les eaux météoriques qui tombent sur le plateau ont la possibilité, grâce aux diaclases et aux fractures, de s'infiltrer rapidement dans la formation basaltique (Bout 1958). Cette situation n'est pas favorable à la stagnation de l'eau en surface et donc à la formation des tourbières. C'est pourquoi, s'il y a une tourbière, c'est que ces fissures ont été comblées. Ces nombreuses fractures ont également un rôle essentiel dans l'érosion de ces coulées, particulièrement sensibles à la gélifraction. Ces roches se montrent également fragiles devant l'altération physico-chimique et classiquement touchées par l'altération en « tâches de soleil » (*sonnenbrenner*) spécifique des laves basiques alcalines sous-saturées (Kieffer 1968 ; Kieffer & Raynal 2001). « Cette altération révèle un réseau de microdiaclasses (diaclasses de deuxième ordre) à l'origine d'une fragmentation gravillonnaire de la roche qui la rend friable et facilement exportable (gélivation, ruissellement, glissements...) » (Kieffer & Raynal 2001). Ces processus d'érosion, entre autres, vont permettre la formation de particules fines à l'origine, localement, du comblement des réseaux de fissures et donc de l'imperméabilisation de la couverture basaltique.

En plus des écoulements verticaux dans les zones de fractures des coulées basaltiques, il est à noter, la présence d'alluvions ou de dépôts volcaniques meubles interstratifiés entre les différentes coulées, qui favorisent également la présence d'écoulements horizontaux au sein de ces dépôts.

2.2.2.2. Les cônes stromboliens

Dans les cas où le magma est plus visqueux ou le débit moins important lors de l'éruption, le magma est projeté sous forme de bombes et de lapilli. L'accumulation de ces projections construit alors un cône dont la pente est de l'ordre de 25 à 30° (figure 3). Ces cônes stromboliens, cônes de scories appelés localement « *gardes* », émoussés depuis par l'érosion, jalonnent l'ensemble du plateau du Devès. Dans la zone axiale, le volume et les hauteurs de scories sont très supérieurs à ceux des coulées interstratifiées. Leur épaisseur dépasse largement la centaine de mètres. (Mergoïl *et al.* 1993).

La forme des petits édifices, véritables cônes de projections soudés entre eux, appelés également *spatter cones* témoigne d'une dépendance étroite avec la fissure d'alimentation, alimentant ainsi les coulées de lave. Les plus grands, quant à eux, sont liés à un volcanisme explosif, expulsant beaucoup de projections et peu de coulées (Boivin 1982). Ces édifices ont

également un rôle hydrogéologique important du fait de l'énorme capacité d'emmagasinement en eau par les produits scoriacés (Lecocq 1987).

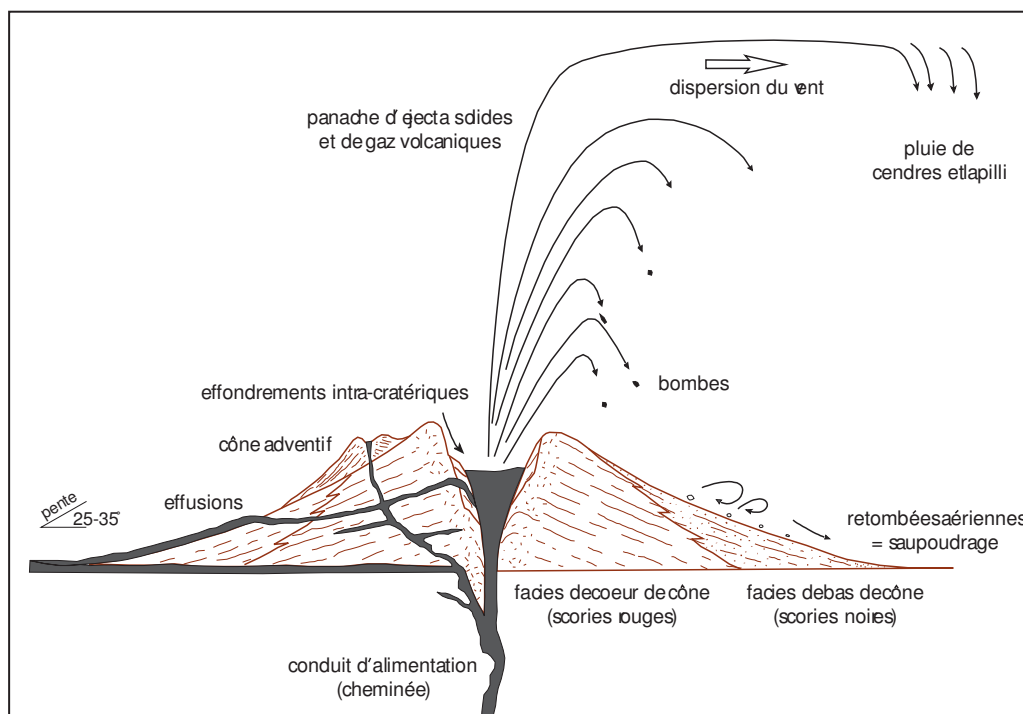


Figure 3 : Cône strombolien vue en coupe (d'après Mergoïl *et al.* 1993)

Le mont Bar est le plus bel exemple de cône strombolien que compte le plateau du Velay. Celui-ci est d'autant plus connu qu'il abrite une tourbière sur la partie centrale de son cratère.

2.2.2.3. Les appareils phréatomagmatiques

Ces derniers se forment au cours d'une éruption volcanique sub-aérienne par la rencontre d'eau superficielle avec le magma ascendant. Ce volcanisme a été particulièrement présent en Devès où l'on a décrit 58 de ces appareils (Nehlig *et al.* 2003). « *Ceci doit être mis en relation avec les circulations intenses de l'eau entre les coulées du plateau* » (Mergoïl *et al.* 1993). Il existe deux principaux cas de figure :

Dans le premier cas, la chaleur du magma permet la vaporisation de l'eau et la surchauffe de cette vapeur. La réaction donne lieu à une succession de très violentes explosions avec des panaches de plus d'une dizaine de kilomètres de haut et des déferlantes

basales pouvant balayer plusieurs dizaines de kilomètres carrés. De ce type d'éruption résulte un vaste cratère d'effondrement à l'aplomb de la cheminée, le diatrème. La violence de ces explosions disperse les produits expulsés autour du cratère. L'épaisseur des dépôts, mélange de produits d'origine magmatique et d'éléments arrachés aux formations constituant le substratum, peut aller de quelques mètres à plus d'une centaine de mètres. L'ensemble de cet appareil volcanique, de forme le plus souvent circulaire ou ellipsoïdale en surface et conique en profondeur, est appelé un maar.

Le devenir du cratère est variable. Si l'arrivée d'eau s'interrompt alors que l'activité volcanique n'est pas achevée, le cratère sera occupé, voire complètement dissimulé par un cône strombolien. C'est le cas du mont Burel (Boivin & Gourgaud 1978) à proximité du maar de La Sauvetat. Si au contraire l'activité volcanique s'arrête avant les venues d'eau, un lac occupera la cuvette, comme le lac du Bouchet. Néanmoins, la plupart des maars sont comblés entièrement ou en partie de sédiments ou de produits volcaniques divers (pyroclastites, scories, coulées). Ce n'est que très récemment à l'échelle géologique que des tourbières ont pu se développer à la surface du maar constituant ainsi la phase finale du comblement.

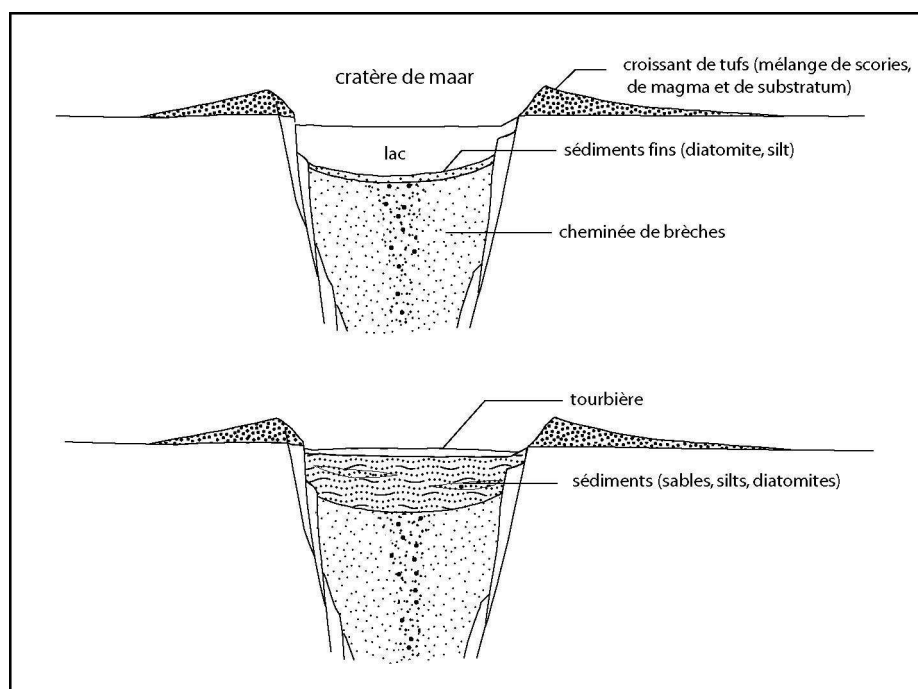


Figure 4 : Les étapes de remplissages d'un maar (d'après Mergoil *et al.* 1993)

En définitive, compte tenu d'une part de l'importance des niveaux scoriacés générés en périphérie et d'autre part des nombreuses fractures dues à l'explosion, il est évident que ces formations jouent un rôle déterminant dans le fonctionnement hydrologique actuel.

Dans le second cas, le type "*surtseyen*", il s'agit d'une éruption sub-aquatique. La vapeur engendrée par l'arrivée du magma sous un lac ou un cours d'eau, n'est pas surchauffée, contrairement au cas précédent et les explosions sont de ce fait moins énergiques. L'édifice volcanique construit est alors associé à des dépôts stratifiés de hyaloclastites. Dans le bassin du Puy, l'importante interaction entre activité volcanique et évolution sédimentaire du bassin est à l'origine d'une évolution complexe qui s'amorce dès 3 Ma avec les prémices du volcanisme du Devès. Cette activité est à l'origine de la mise en place d'un barrage volcanique à l'exutoire du bassin aval du Puy qui a induit, vers 2.5 Ma, une sédimentation lacustre (Defive *et al.* 2005). Dès lors, le volcanisme, interférant avec l'évolution fluvio-lacustre du bassin du Puy, a pris localement un caractère hydromagmatique de type *surtseyen* (Defive 1996 ; Defive *et al.* 2005).

2.3. Le Devès, un contexte hydrologique et hydrogéologique complexe

Ligne de partage des eaux, la chaîne du Devès sépare le haut bassin-versant de la Loire à l'Ouest de celui de l'Allier à l'Est (figure 5). Le réseau hydrographique qui draine le Devès, est peu développé et s'écoule lentement dans un modelé très doux, de croupes et de vallons. La densité du drainage est faible mais elle ne reflète pas le volume d'eau dont dispose le plateau. En effet, une trentaine de grandes sources en bordure orientale et d'autres plus modestes, côté occidental, émergent du plateau avec des débits importants et réguliers. L'approvisionnement en eau de la ville du Puy est d'ailleurs essentiellement assuré par l'une d'entre elle, la source de Vourzac, dont 6000 m³/j sont prélevés. De même, c'est la source de Besson Roulon qui fournit l'essentiel de l'eau à l'Emblavès avec 3700m³/j prélevés (Boivin & Livet 2001). A ce titre l'expression « véritable château d'eau » est très souvent employée pour qualifier le plateau du Devès.

Les quelques rares travaux de synthèses effectués sur le fonctionnement hydrologique ou hydrogéologique du Devès (Bout 1958, 1959 ; Lecocq 1987 ; C.E.R.L.A.T. 1991)

soulignent la complexité des études sur la ressource en eau de ce plateau volcanique ainsi que le manque de données existantes.

Quelques rares équipements ont été récemment installés pour tenter de corriger cette lacune :

- 2 piézomètres par la DIREN Auvergne (septembre 2001) sur les communes de Chaspuzac et de Cayres ;
- quelques stations piézométriques dans le cadre de suivis ou d'études particulières, notamment sur des sites Natura 2000 (Mont Bar, marais de Limagne) ;
- des échelles limnimétriques dans un grand nombre de zones humides.

Ces installations témoignent d'une volonté d'acquérir une meilleure connaissance du fonctionnement des aquifères de cette région. Le programme d'étude des zones humides du Devès souligne d'ailleurs la volonté du Conseil Général de la Haute-Loire de mieux gérer la ressource en eau de cette région. Néanmoins, ces équipements se révèlent très largement insuffisants à la constitution d'une base de données exploitable scientifiquement.

2.3.1. Les eaux superficielles

Sur le haut du plateau, le réseau hydrographique est superficiel, souvent diffus et irrégulier. Il arrive en effet que l'eau disparaisse ponctuellement au sein des formations meubles qui recouvrent le plateau et réapparaisse ensuite, au gré de la topographie et de la nature des formations superficielles, sous la forme de petites résurgences. Ce phénomène est fréquent au pied des cônes de scories. La porosité de ce matériel est telle que le ruissellement sur les versants est quasi-inexistant. L'eau infiltrée s'évacue en profondeur, alimentant les nappes enfouies au cœur des coulées basaltiques sous-jacentes (Lecocq 1987). Les émergences observées au cœur du plateau correspondent aux *sources basaltiques superficielles* décrites par Bout (1958). Leur débit est fréquemment inférieur au litre/seconde et est comparable à celui des sources granitiques de même altitude.

L'eau issue de ces sources alimente des ruisseaux qui s'encaissent ensuite progressivement sous forme de petits vallons larges et peu incisés. Ils s'organisent de part et

d'autre de la chaîne du Devès perpendiculairement aux réseaux principaux de la Loire et de l'Allier.

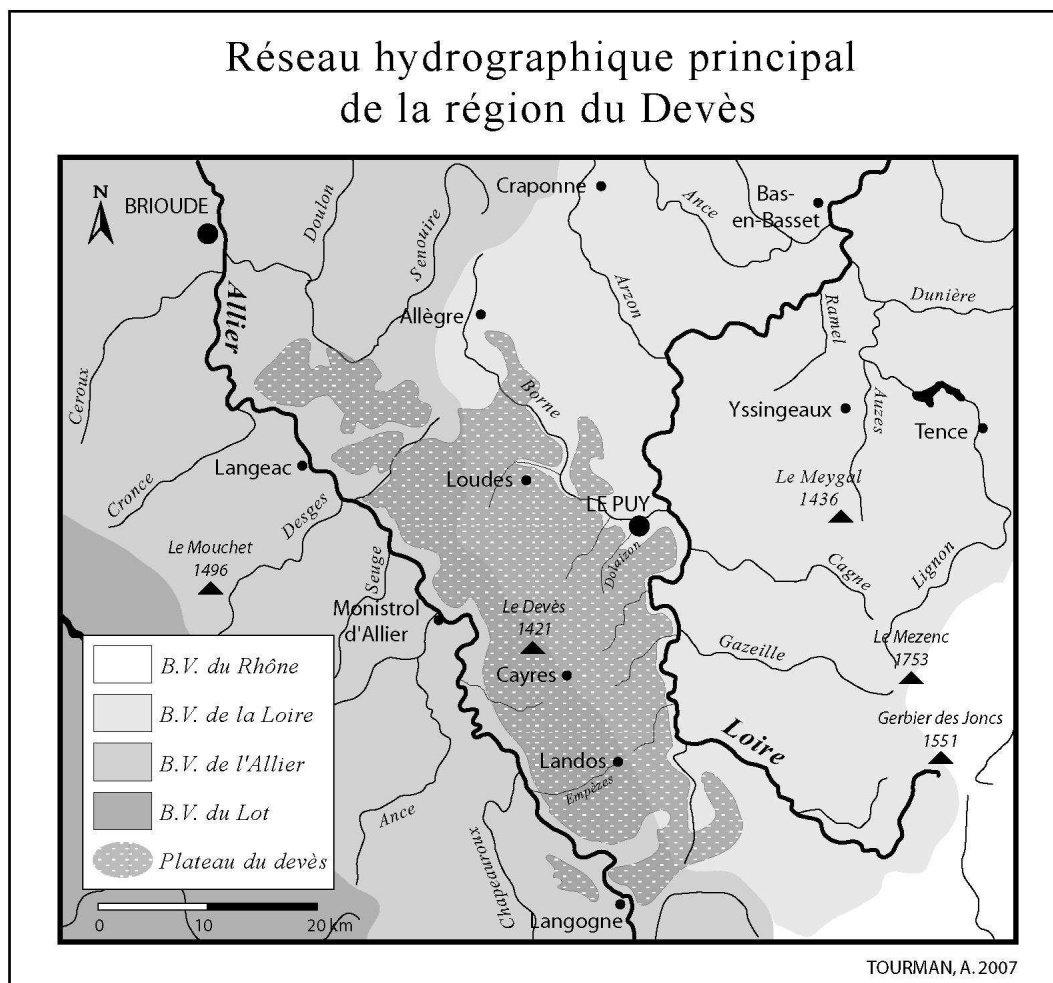
Enfin, sur les bords du plateau, ces ruisseaux s'encaissent brutalement et entaillent profondément la succession des coulées basaltiques.

Ce sont donc les conditions topographiques, la nature des formations superficielles et les propriétés physiques du basalte sous-jacent qui commandent principalement la dynamique des écoulements superficiels. Trois cas de figure peuvent être distingués :

Dans le premier cas, la faible topographie du plateau, le caractère diaclasé du basalte et la forte porosité des formations scoriacées réduisent les eaux superficielles qui s'infiltrent rapidement en profondeur. Toutefois, comme le souligne Lecoq (1987), cette pénétration des eaux n'est pas si aisée. Celle-ci dépend de l'épaisseur extrêmement variable du matériel d'altération recouvrant le basalte et de sa perméabilité.

Dans le deuxième cas, lorsque la topographie est plus marquée, les écoulements sont plus rapides et incisent plus facilement et plus largement les formations superficielles. Les débits des quelques petits cours d'eau qui drainent le plateau n'en demeurent pas moins extrêmement irréguliers.

Enfin, **dans le troisième cas** de figure, la topographie associée aux argiles d'altération qui imperméabilisent le fond des dépressions naturelles, concentre les écoulements qui stagnent et imbibent alors le sol jusqu'au cœur de l'été. Ce type de zone humide ayant fait l'objet d'un inventaire exhaustif par le Conseil Général est particulièrement bien représenté sur le plateau.



2.3.2. Les eaux de profondeur

A la différence des eaux de surface, le réseau hydrographique souterrain est plus important et surtout plus complexe. L'origine de l'abondance des ressources aquifères des coulées basaltiques est à rechercher dans leur perméabilité de fissure (Girod et coll., 1979) car si le basalte est imperméable à grande échelle, ce n'est pas le cas à l'échelle du plateau malgré un manteau d'altération plus ou moins argileux en surface. Dans tous les cas il semble que le comportement hydrodynamique des formations volcaniques soit assez variable. Les recherches bibliographiques réalisées par Lecoq (1987) sur ce thème, montrent en effet l'hétérogénéité et l'anisotropie importantes des formations volcaniques, résultats retrouvés dans le Devès, avec des perméabilités variant entre 2.10^{-4} et 8.10^{-7} m/s. « *Cette valeur faible correspond bien à la perméabilité d'un milieu fissuré dans lequel les écoulements ont lieu*

dans des zones privilégiées relativement limitées et non dans la totalité de l'aquifère (Lecocq 1987) ».

De ce fait, les eaux météoriques sont en mesure de s'infiltrer et de circuler dans les fissures, traversant une ou plusieurs coulées pour enfin se concentrer et former un aquifère. Dans le cas de ces écoulements, Bout (1958) parle de *sources basaltiques profondes*, à la différence des *sources basaltiques superficielles* abordées précédemment. En revanche, P. Bout et A. Lecoq, distinguent 3 sous types au sein des sources profondes :

- les sources sous-basaltiques
- les sources intra-basaltiques
- les sources infra-basaltiques

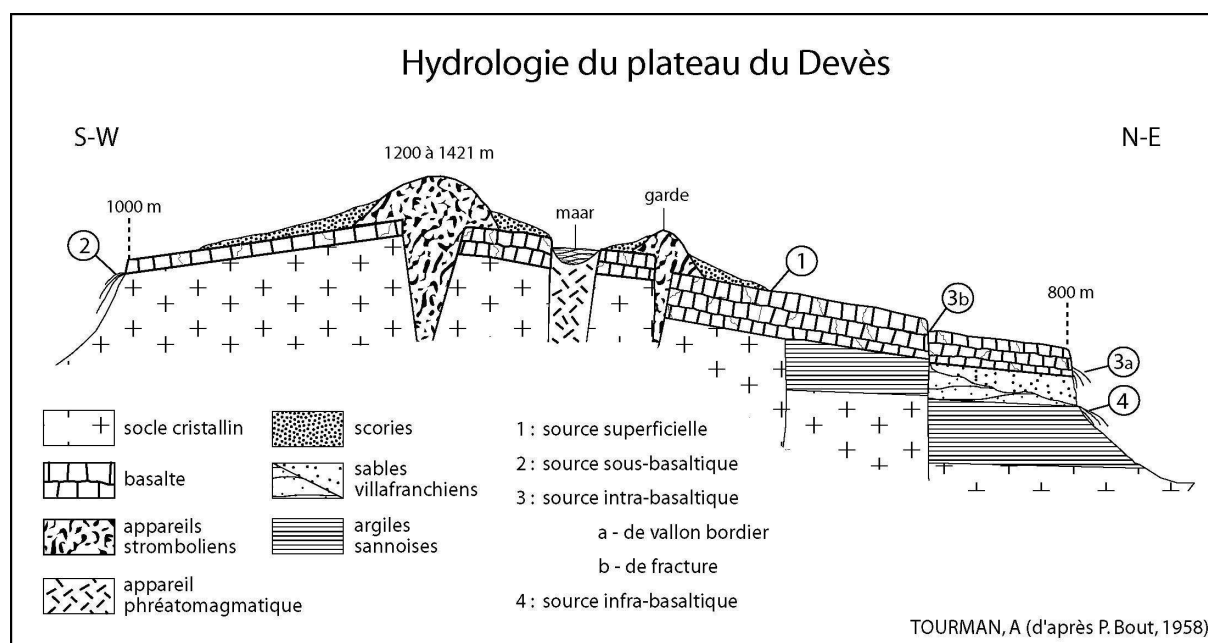


Figure 6 : Les différents types d'émergences basaltiques

2.3.2.1. Les sources sous-basaltiques

Les sources sont dites sous-basaltiques lorsque le niveau imperméable de nature cristalline, sédimentaire ou éruptive, est caractérisé par une alimentation à partir d'une nappe aquifère constituée sous une coulée de basalte par des eaux qui ont cheminé *per descensum*. Ces sources sont localisées principalement là où les terrains métamorphiques et cristallins affleurent : sur le pourtour Nord du plateau, aux environs de Vazeilles-Limandre, Fix-St-Geney, à son extrémité Sud entre Landos et Pradelles et en bordure de la vallée de l'Allier.

C'est-à-dire là où le basalte est discontinu, moins épais et où l'érosion verticale s'est montrée la plus efficace permettant localement l'incision de petits vallons jusque dans le socle. Généralement, le point d'émergence est masqué par des éboulements ou une ou plusieurs générations d'éboulis ne permettant pas d'observer le point de contact entre le socle et la coulée. Ces eaux appartiennent à une zone de recharge présente dans la partie haute du plateau et se caractérisent par des débits très variables au cours de leur cycle hydrologique. Leurs fortes teneurs en nitrates indiquent l'existence d'un système ouvert, vulnérable aux pollutions de surface d'origine agricole.

2.3.2.2. Les sources intra-basaltiques

Lorsque les eaux météoriques s'infiltrent uniquement dans les formations basaltiques superposées, avec ou sans tufs intermédiaires, elles sont dites intra-basaltiques. Ces eaux s'écoulent en suivant le pendage des coulées et circulent parfois sur plusieurs kilomètres. Celles-ci finissent par ressurgir sur les rebords du plateau ou des vallons bordiers, dans d'anciens cratères d'explosion dans des zones de fractures. La stabilisation du niveau piézométrique à une cote supérieure à celle du toit de l'aquifère, indique clairement qu'il s'agit essentiellement de nappes captives. Ces sources présentent une grande constance des débits aux exutoires tout au long de l'année. Cette stabilité accompagnée d'une constance physico-chimique des eaux suppose d'ailleurs une faible vitesse de circulation dans un système fermé ou captif, assurant un temps de transit long, caractéristiques qui nécessitent l'existence d'un réservoir très important.

2.3.2.3. Les sources infra-basaltiques

Enfin, les nappes infra-basaltiques se constituent non plus dans l'épaisseur des basaltes, mais dans les sédiments perméables en l'occurrence les sables villafranchiens. Celles-ci, moins représentées sont surtout concentrées en bordure orientale du plateau. C'est le cas par exemple de la source de Fonlade près de Vourzac, dans les sables à Mastodontes, comprise entre les argiles et les marnes sannoises et la chape de basalte. Le débit de cette source, relativement important est évaluée entre 40 et 50 l/s (Bout 1958).

Le plateau du Devès présente ainsi un aquifère hétérogène et anisotrope alimenté d'une part, par les cônes stromboliens qui forment la crête du Devès et d'autre part, par un réservoir important assurant la régularité du système.

2.4. Le contexte climatique

L'apparition et le développement des tourbières sont conditionnés en partie par les conditions climatiques. L'un des facteurs du développement de ces écosystèmes est un bilan hydrique équilibré ou très légèrement positif (Clymo 1991).

2.4.1. La situation générale

Situé en zone tempérée, le Massif Central oriental présente une ambiance générale océanique placée sous une triple influence : montagnarde, continentale et méditerranéenne. La première se matérialise par une baisse sensible des températures et des précipitations avec l'altitude. Ces dernières avoisinent les 600-700 mm dans les bassins mais dépassent les 1500 mm sur les plus hautes terres, une partie notable tombant alors sous forme de neige (Suchel 1990). L'influence continentale du climat se traduit par une répartition sensiblement égale des précipitations selon les saisons, ce qui implique des pluies estivales significatives, surtout en altitude. Enfin, la fréquence des précipitations cévenoles sur les versants est du Vivarais et de l'Ardèche ainsi qu'au sud du Mézenc (Estienne 1956) et le nombre d'heures moyen annuel d'ensoleillement révèlent les premiers signes d'une influence méditerranéenne dans le sud de la région. Quant aux températures, les moyennes annuelles sont de 10,5 °C dans le bassin du Forez à 374 m d'altitude, 8° C sur une grande partie des plateaux volcaniques au sud à 1100 m d'altitude, 6,5°C à 1486 m d'altitude dans le Mézenc (période 1961-1980), 3,4°C à 1634 m dans les Monts du Forez (Suchel 1990).

2.4.2. Le climat du Devès

Dans le Devès, le climat est varié et très contrasté. Il n'est pas rare que la rigueur hivernale soit atténuée par un redoux brutal venant du sud ou de l'ouest. La principale conséquence est l'irrégularité de l'enneigement sur les reliefs, même les plus élevés (Fillod

1985). Malgré une teinte océanique nettement dégradée, l'amplitude thermique et les basses températures parfois atteintes au cours de l'hiver témoignent d'un climat semi-continental et montagnard. Enfin, la partie méridionale du Devès, en contact avec les départements de l'Ardèche et de la Lozère, est soumise à l'influence méditerranéenne. C'est particulièrement vrai en termes d'ensoleillement puisque la station du Puy-en-Velay / Loudes affiche une moyenne annuelle d'ensoleillement sur ces vingt dernières années de 1958 heures, avec un maximum de 2327 heures en 1989 et un minimum de 1739 heures en 1992.

2.4.3. La pluviométrie

Le plateau du Devès se signale par une pluviosité médiocre : à altitude égale, il y tombe moins d'eau que dans le reste du Massif Central (Puytorac *et al.* 1997). Si l'on compare la situation du Devès avec les massifs septentrionaux du domaine granito-gneissique on observe, en plus de l'influence orographique et altitudinale, un gradient Nord-Sud. Entre 1993 et 2000, il est tombé en moyenne 1279 mm aux Noës, 1220 mm à Chalmazel, 905 mm à Verrières-en-Forez, 808 mm à Saint-Pal en Chalencon et enfin 700 mm à Chaspuzac. Plus de 550 mm d'écart sur le total annuel moyen, on été enregistrés, à des altitudes sensiblement égales (de 800 à 890 m), entre Les Noës (Monts de la Madeleine) et Chaspuzac (Nord Devès). Ces différences viennent principalement du fait que le Devès et son prolongement en direction du Sud Forez, bénéficient d'un effet d'abri important car isolé des perturbations d'Ouest par les barrières montagneuses du Cantal, de la Margeride et enfin du Devès pour la partie orientale du plateau. La situation est à peu près la même au sud du département de la Haute Loire où les perturbations méditerranéennes se heurtent aux Cévennes, à l'Aigoual, au Mézenc et enfin aux monts du Vivarais. Ces barrières montagneuses, à l'ouest comme au sud, atténuent fortement les précipitations.

Ainsi, en situation d'abri, le plateau du Devès bénéficie d'un total pluviométrique annuel moyen ne dépassant que très rarement les 1000 mm. Ces précipitations se répartissent selon un gradient latitudinal Nord-Sud avec une partie septentrionale légèrement plus arrosée que sa partie centrale et méridionale.

Les minima pluviométriques quant à eux se localisent dans les vallées de la Loire et de l'Allier, avec des extrêmes sur le bassin du Puy (Fillod 1985), délimitant ainsi nettement les principaux axes hydrographiques des hauts plateaux avoisinants

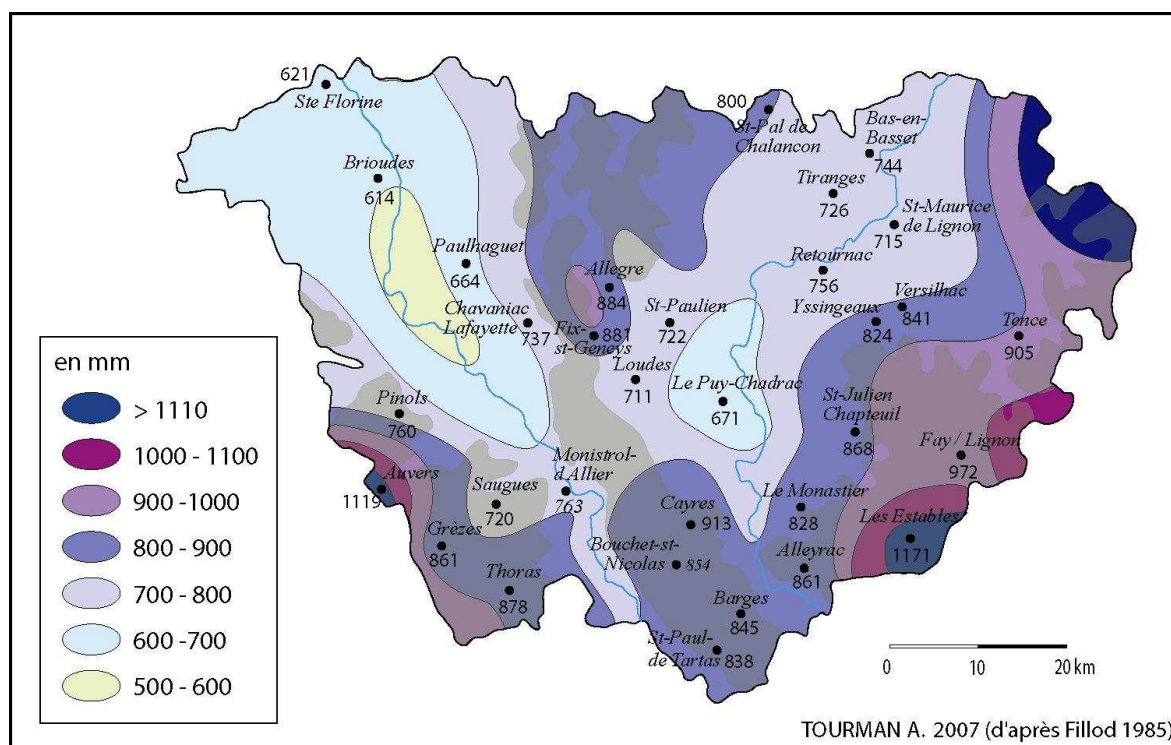


Figure 7 : Répartition des précipitations moyennes annuelles en Haute-Loire (Fillod 1985)

Sur le Devès, l'observation des parts respectives des précipitations de chaque saison calculée à partir du volume pluviométrique moyen annuel (fig. 8), révèle des précipitations relativement bien réparties sur l'ensemble de l'année. Dans l'ensemble, on observe un minimum d'hiver compris entre 15 % et 20 %, et un maximum d'automne, avoisinant les 30 %. Le printemps et l'été bénéficient également de bonnes précipitations avec des taux compris respectivement entre 20 à 25% et 25 à 30 %.

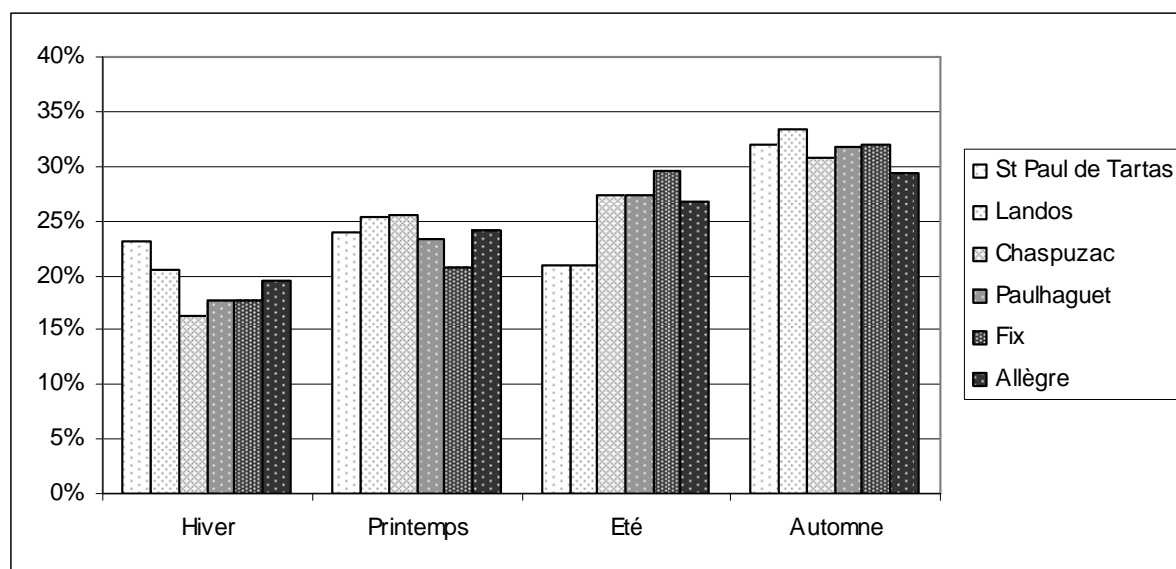


Figure 8 : Répartition saisonnière des précipitations sur le Devès de 2000 à 2003

Toutefois, dans le cas des stations de Saint-Paul de Tartas et de Landos, situées sur la partie méridionale du plateau, on constate tout de même quelques différences, particulièrement en été et en hiver. En effet, l'été un peu plus marqué avec des précipitations inférieures, situées autour de 20%, soit 7 à 10% de moins que les autres stations. L'hiver y est quant à lui compris entre 20 et 25 %. Ainsi, au contraire du reste du plateau, le printemps y est beaucoup plus pluvieux que l'été. Ces observations vont dans le sens d'une diffusion progressive du climat méditerranéen à partir du Sud.

Si l'on observe cette fois-ci la répartition mensuelle des précipitations durant cette même période 2000-2003, on constate que les précipitations hivernales sont surtout le résultat d'un mois de décembre pluvieux. Dès le mois de janvier les précipitations fléchissent plus ou moins brutalement. Enfin, ce graphique masque encore l'augmentation progressive des précipitations printanières de mars à mai qui chutent à nouveau avec l'arrivée de l'été.

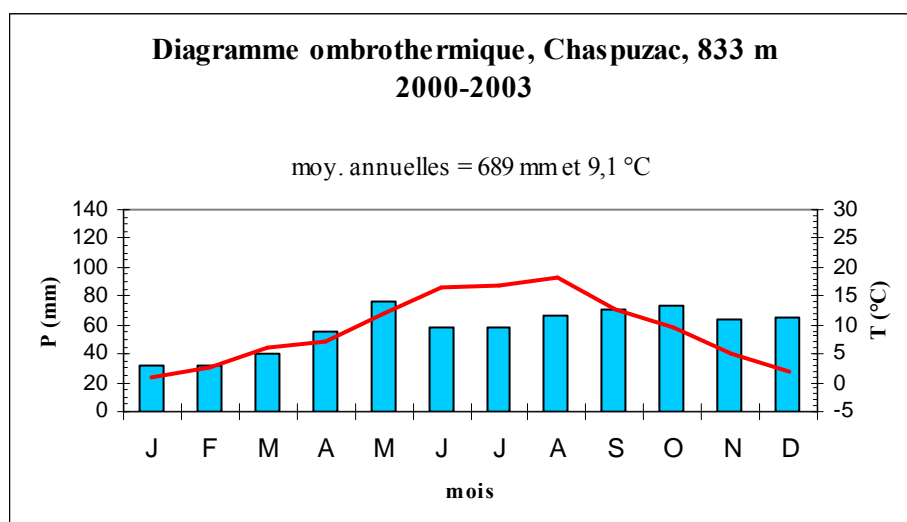


Figure 9 : Diagramme ombrothermique de Chaspuzac

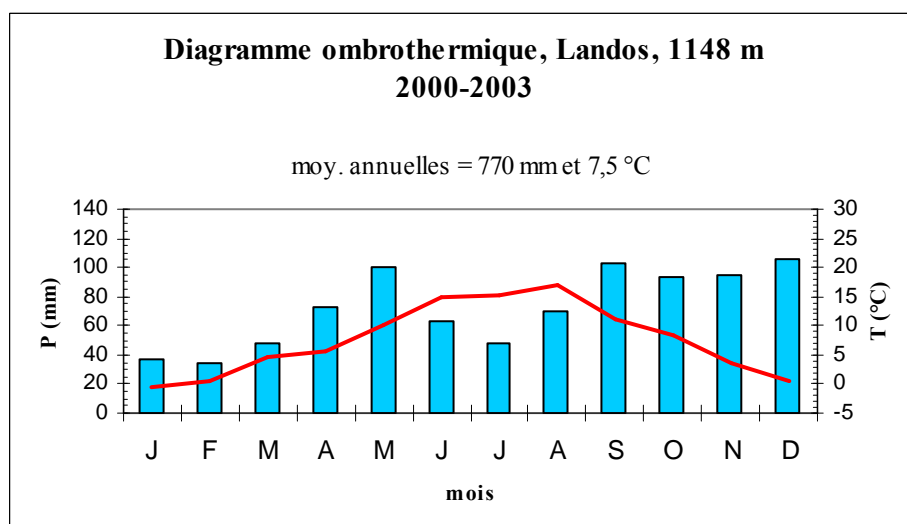


Figure 10 : Diagramme ombrothermique de Landos

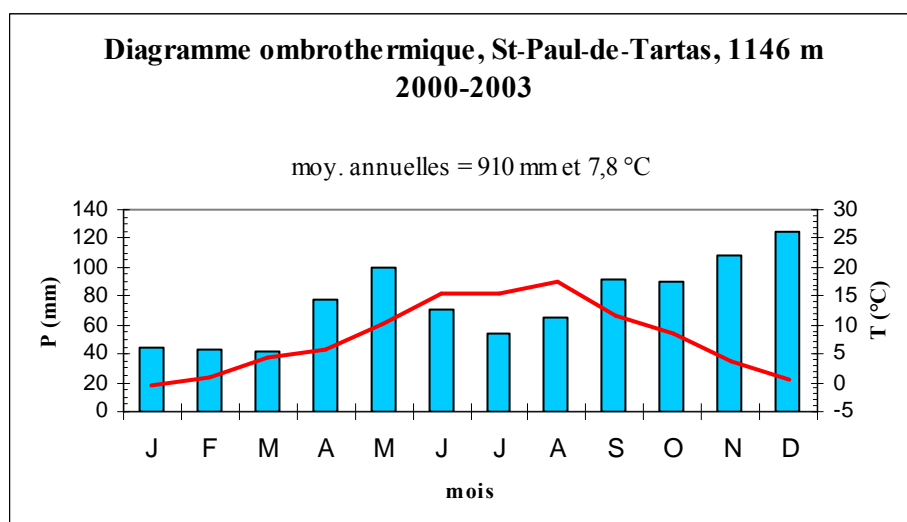


Figure 11 : Diagramme ombrothermique de St-Paul-de-Tartas

2.4.4. Les températures

Les températures jouent un grand rôle sur les transferts hydriques, en accélérant l'évaporation de l'eau et la transpiration des plantes. Elles régulent aussi l'activité des micro-organismes et la minéralisation de la matière organique.

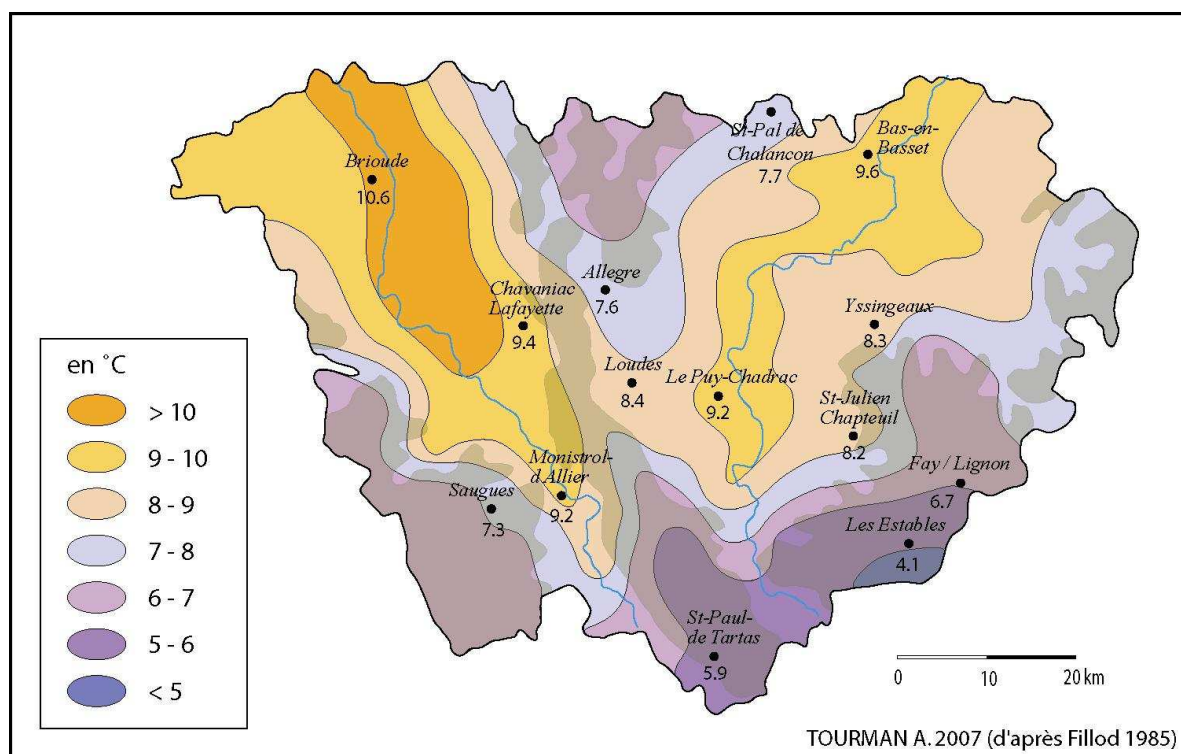


Figure 12 : Répartition des températures moyennes annuelles en Haute-Loire (Fillod 1985)

Dans l'ensemble, sur le Devès et sa région, les hivers sont assez rigoureux – entre 1993 et 2003, 0.1°C de moyenne à Landos, 1.9°C à Chaspuzac - mais peuvent être marqués par de brusques redoux. En 2003 par exemple, une température de 17.6°C a été relevée le 2 janvier à Bas-en-Basset ; les records enregistrés sont 19°C à Saugues le 1er janvier 1967 et 25°C à Brioude le 27 février 1960. Les printemps sont plutôt tardifs et le gel de printemps est un facteur limitant pour la végétation. Sur le Devès, entre 1993 et 2003, ces gelées représentent, près de 30% du nombre de jours de gel annuel, sur un total annuel compris entre 100 et 130 jours de gel. Malgré tout, les étés se montrent généralement assez chauds et ensoleillés, l'année 2003 se révélant comme une année record. Le mois d'août par exemple, le plus chaud jamais enregistré atteint une moyenne de 22.7°C (14°C du côté des minimales et 31.4°C du côté des maximales). Enfin les automnes sont relativement cléments, 7°C de moyenne à Landos, 8.9°C à Chaspuzac entre 1993 et 2003.

En revanche, avec des records de froid proches des -30°C (-33.7°C sur le marais de Ribains le 1er mars 2005, -29.7°C à Saugues le 16 janvier 1985) et de chaleur dépassant les 40°C (40.3°C à Brioude le 31 juillet 1983), il semblerait que ce soit dans les contrastes que s'exprime le mieux le climat vellave. L'année 2003 illustre encore ce phénomène avec une amplitude très forte entre les minimas et les maximas relevés sur l'année : -18°C à Saugues et 40°C au Mazeyrat d'Allier. Ces données n'ont rien d'océanique et révèlent au contraire de fortes influences continentales et montagnardes.

Avec des valeurs moyennes de 12°C à Saugues, $9,9^{\circ}\text{C}$ au Puy-Chadrac, $8,9^{\circ}\text{C}$ à Saint Paul-de-Tartas, $8,8^{\circ}\text{C}$ à Allègre, $6,2^{\circ}\text{C}$ aux Estables (Fillod 1985), l'amplitude diurne est au moins équivalente à des stations pourtant très continentales comme Besançon ($8,9^{\circ}\text{C}$), Strasbourg ($9,1^{\circ}\text{C}$), ou encore Nancy ($9,3^{\circ}\text{C}$). Les sondes thermiques installées au cours de l'année 2004 sur le marais de Ribains montrent qu'il n'est pas rare d'enregistrer, dans le fond des cratères de maar du plateau du Devès, des amplitudes diurnes comprises entre 20 et 25°C (cf chap. 5.3.4.).

Les effets de l'altitude et de la continentalité se retrouvent encore dans l'amplitude thermique absolue, c'est-à-dire l'écart entre la température la plus basse jamais enregistrée et la plus haute : $61,6^{\circ}\text{C}$ à Chadrac, 65°C à Saugues contre seulement $60,8^{\circ}\text{C}$ à Strasbourg et $53,9^{\circ}\text{C}$ à Lille. Les instruments de mesure de température, installés sur la tourbière de Ribains, donnent entre 2004 et 2006 une valeur de 63°C (cf chap. 5.3.4.).

Il est à noter, qu'en plus des effets de la continentalité et de l'altitude, la topographie locale peut avoir une grande importance. De gros écarts de températures sont parfois enregistrés entre la température des vallées ou des profondes dépressions intramontagnardes et celle des reliefs environnants. Des couloirs, comme les vallées de la Loire et de l'Allier, sont également susceptibles d'entraîner une descente d'air froid venu du Nord. Cet effet peut-être aggravé par l'humidité qui règne dans ces zones déprimées. Le refroidissement favorise alors la condensation de la vapeur d'eau ; il se forme ainsi du brouillard dont la présence va retarder le réchauffement matinal dû au soleil et provoquer des phénomènes d'inversion thermique. Les écarts de températures peuvent alors atteindre une dizaine de degrés entre 2 postes voisins de quelques kilomètres (Fillod 1985). Ces phénomènes accentuent le gel hivernal et peuvent être à l'origine de brusques coups de froid en plein cœur de l'été (Suchel 1990).

Le caractère montagnard s'affirme plus nettement avec l'altitude ; les températures varient selon un gradient thermique de l'ordre de $0.52^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ (avec $r = 0.966$). Ce gradient

calculé à partir de corrélations entre les valeurs moyennes annuelles de température de 6 stations du Devès et l'altitude de celles-ci, confirme le résultat de $-0,53^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ obtenu par A. Lecoq (1987). Avec $0.56^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ pour l'ensemble des stations de mesure du département de la Haute-loire, le résultat obtenu n'est que très légèrement supérieur à celui du plateau.

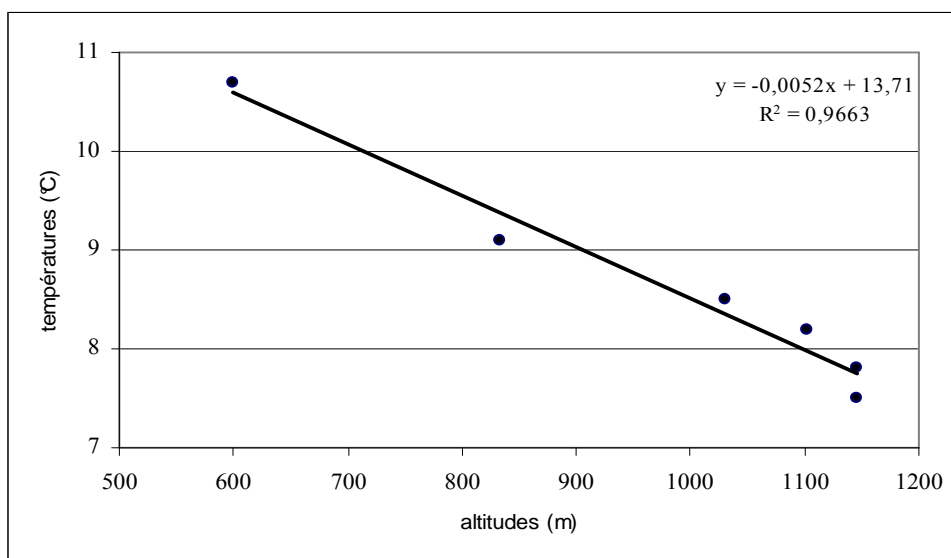


Figure 13 : Gradient altimétrique de la température sur le Devès (Météo France 2000-2003)

2.4.5. L'enneigement

Là encore l'altitude joue un rôle important. Le bassin du Puy enregistre une cinquantaine de jours par an en moyenne de neige au sol (Fillod 1985), 68 à Cayres sur le plateau contre 73 au Mézenc où les conditions d'enneigement sont les plus favorables (Staron 1993). Toutefois, les quantités de neige déversées par ces chutes restent assez faibles. Les précipitations solides semblent minoritaires par rapport au total pluviométrique de saison froide. Les chutes de neige de plus de 10 centimètres, ne se produisent en moyenne que 2 à 4 fois par hiver (Staron 1993). Sur l'ensemble des chutes de neige, seule une petite minorité peut alimenter solidement le manteau neigeux. L'étude des épaisseurs maximales atteintes chaque hiver, fournit un bilan médiocre puisque l'axe montagneux vellave du Devès au Livradois doit se contenter modestement d'un peu plus de 20 cm (Staron 1993).

Toutefois, les difficultés de circulation rencontrées sur le plateau sont plus le fait de l'association du vent et de la neige que de l'abondance des précipitations. Les vents dont les

orientations dominantes sont Nord et Sud, peuvent être parfois violents et générer des congères de plusieurs mètres.

2.4.6. Le bilan hydrique

Si l'on observe le bilan hydrique moyen de la station Le Puy-Loudes de 1971 à 2000 (Comité Départemental Météorologique de Haute-Loire 2003), on constate qu'à partir de la mi-juin la pluviométrie ne parvient plus à compenser l'évaporation. Le stress hydrique s'intensifie jusqu'au mois d'août et s'atténue progressivement jusqu'à la fin du mois de septembre.

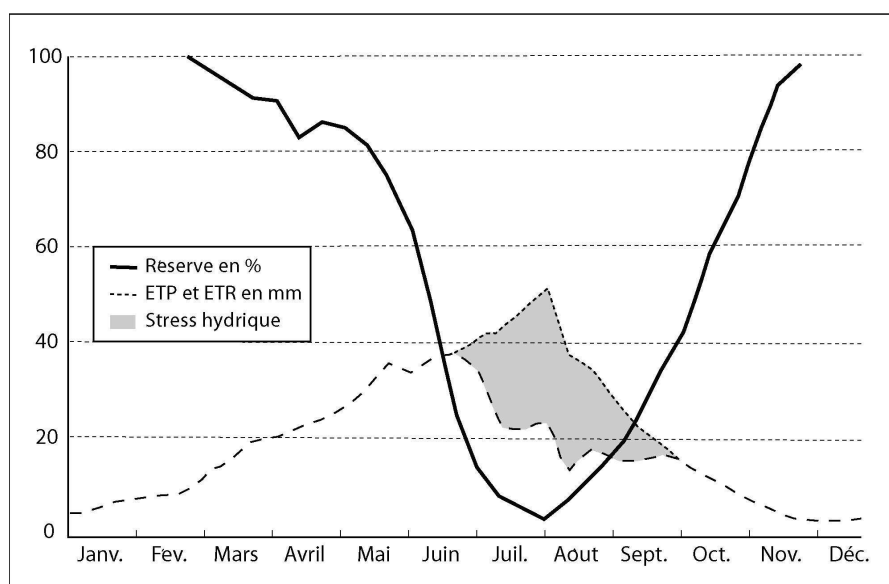


Figure 14 : Bilan hydrique moyen de 1971 à 2000, station Le Puy-Loudes

Du fait du déficit chronique des précipitations hivernales et des absences fréquentes de réserve nivale, les sécheresses de printemps et d'été sont très durement ressenties par les milieux naturels. Le volume des précipitations estivales ne doit pas faire illusion car il s'agit le plus souvent d'épisodes orageux qui ne résolvent pas le problème de la sécheresse. L'année 2003, avec des températures supérieures à la normale, voire exceptionnelles en juin et août et une pluviométrie déficitaire, a été l'objet d'un stress hydrique très important. Dès la fin du mois de mars nous pouvions observer sur la végétation les premiers signes de stress avec une pluviométrie inférieure à l'évapotranspiration (figure 15). Ce phénomène s'est ensuite intensifié durant l'été. En moyenne le bilan hydrique est déficitaire environ 3 mois dans l'année. Lors d'une année exceptionnelle, telle que l'a été 2003, ce déficit peut s'étendre

jusqu'à 6 mois. Si plusieurs années similaires se succèdent, les précipitations d'automne et d'hiver ne peuvent suffire à recharger la nappe. Ce type de situation climatique peut devenir lourd de conséquences sur le fonctionnement et la dynamique des tourbières.

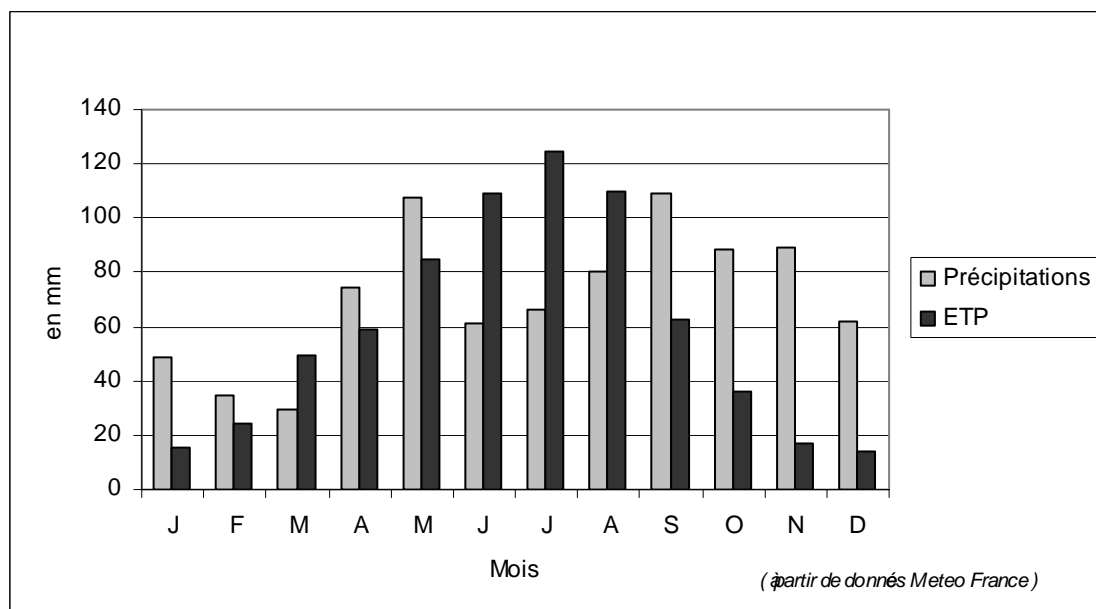


Figure 15 : Moyennes annuelles des précipitations et de l'ETP 1993-2004, Landos

Les valeurs moyennes annuelles acquises à partir de la station Météo France, entre 1993 et 2004, donnent une valeur de 850 mm pour les précipitations, de 706 mm pour l'évapotranspiration potentielle (ETP) et de 560 mm pour l'évapotranspiration réelle (ETR).

La part moyenne annuelle des précipitations efficaces est donc de l'ordre de 290 mm. Cette valeur correspond à la quantité moyenne d'eau fournie par les précipitations au cours d'une année restant disponible à la surface du sol après soustraction des pertes par évapotranspiration réelle. Autrement dit, il s'agit de la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration réelle (Castany 1982).

Rappelons simplement que l'évapotranspiration est la combinaison de l'évaporation physique et la transpiration biologique. L'ETP correspond à la quantité maximale d'eau susceptible d'être évaporée alors que l'ETR est la quantité d'eau réellement évapotranspirée dans un milieu donné. La différence entre l'ETP et l'ETR constitue le déficit hydrique, soit la quantité d'eau qu'il faudrait fournir à la plante pour qu'elle évapore au taux maximal (Cosandey & Robinson 2000). Or en période de stress hydrique, les plantes réduisent leur

consommation d'eau diminuant ainsi la valeur de l'ETR. On comprend ainsi la difficulté que représente la mesure de ce paramètre climatique.

La figure 15 permet de comparer les valeurs moyennes mensuelles des précipitations et de l'ETP. Il révèle en effet 3 mois – juin, juillet, août - où l'ETP est nettement supérieure aux précipitations. Le mois de mars se distingue également mais à moindre mesure. Pour ces 4 mois il est donc possible d'admettre que *« toute la pluie est reprise par l'évaporation et que la valeur d'ETR se situe entre celle, maximale d'ETP, et celle, minimale, de la pluie (Cosandey & Robinson 2000) »*.

2.4.7. Bilan de 75 ans de données

La température, l'insolation et la pluviométrie sont des moteurs essentiels dans l'évolution et le fonctionnement des écosystèmes tourbeux, c'est pourquoi il peut être intéressant d'observer la situation climatique générale sur de longues périodes. La station climatique de Chadrac du Puy-en-Velay se prête particulièrement à cet exercice puisqu'elle donne la possibilité d'observer la situation pluviométrique et thermique depuis 1929 jusqu'à nos jours, soit sur une période de 75 ans.

De plus, dans le contexte écologique actuel où le thème du réchauffement climatique est devenu une question sensible, il semble légitime de s'interroger sur les répercussions possibles de ce phénomène sur les tourbières de nos régions. En effet, ce réchauffement ne pourrait-il pas modifier le bilan hydrique de ces écosystèmes et de ce fait entraîner la disparition progressive des tourbières dont le bilan est tout juste excédentaire ?

Le classement des années les plus chaudes nous montre que les cinq premières appartiennent toutes aux dix dernières années. Le record ayant été atteint en 1997 avec 11°C de moyenne annuelle, l'année 2003, n'arrive qu'en seconde position avec 10.9°C. L'évolution des températures moyennes annuelles depuis 1929, montre une augmentation sensible des températures depuis le début des années 70 (figure 16, figure 17). Cette observation rejoint celle effectuée sur le département de la Loire où l'analyse a été réalisée de manière beaucoup plus exhaustive (Conti 2000 ; Palandre 2002).

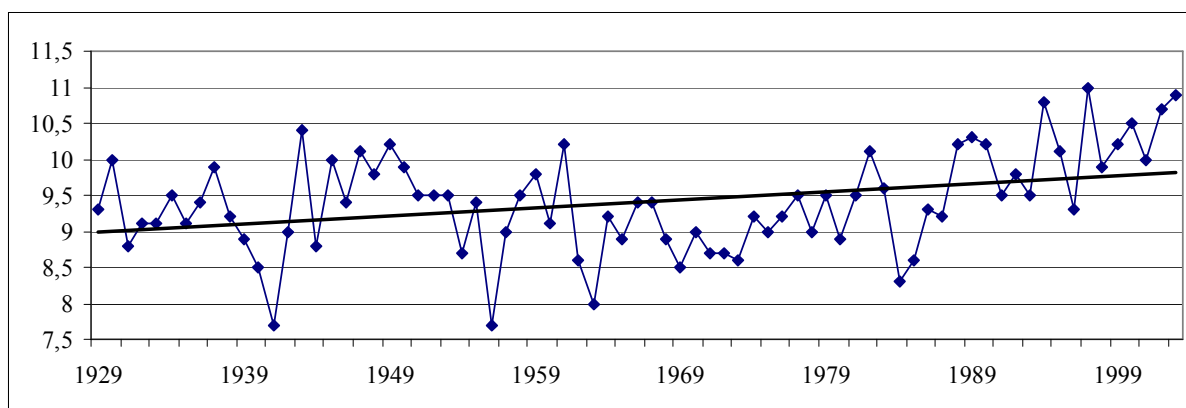


Figure 16 : Evolution de la température moyenne annuelle à Chadrac de 1929 à 2003

Si l'on compare maintenant les moyennes annuelles de la station de Chadrac avec celles calculées à partir de l'ensemble des stations du département de la Loire, depuis 1971, on obtient une bonne corrélation entre les deux ($r^2 = 0.9$) et les deux courbes évoluent sensiblement de la même façon.

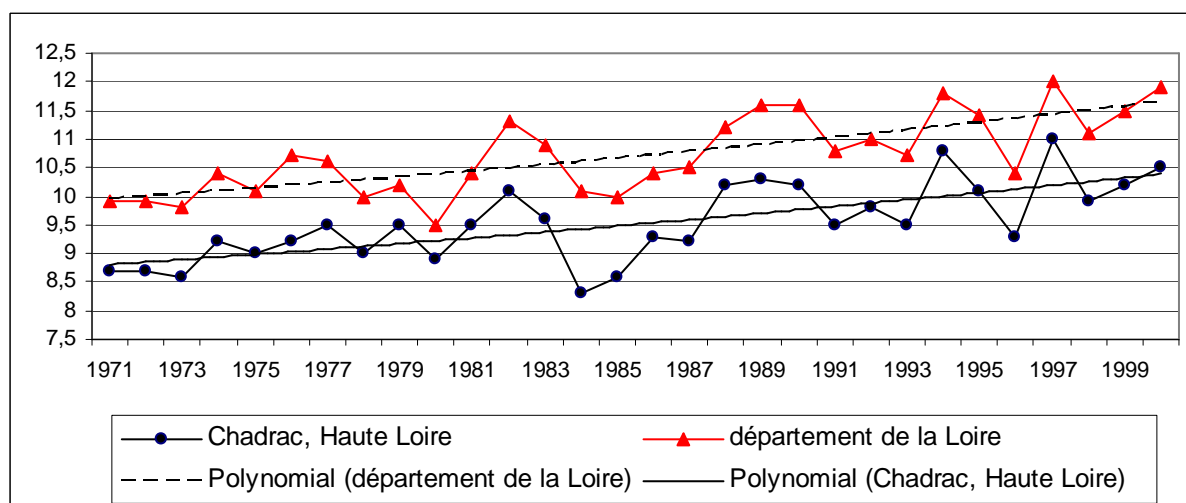


Figure 17 : Comparaison des températures moyennes annuelles entre Chadrac et la moyenne des stations du département de la Loire de 1971 à 2000

Il semble donc que le réchauffement constaté dans le département de la Loire (Conti 2000 ; Palandre 2002), se confirme sur le département de la Haute-Loire, du moins en ce qui concerne les moyennes annuelles de la station de Chadrac. D'après les résultats de Conti (2000) et de Palandre (2002) sur le département de la Loire, le réchauffement thermique depuis 1970 est estimé à 1.65°C. Ce phénomène se traduit par un enneigement moindre et plus rare, avec des journées douces d'hiver qui se multiplient et un gel plus tardif en automne.

On assiste ainsi à un allongement de la période estivale sur le printemps et le début de l'automne. Il ne fait donc pas plus chaud, mais il fait chaud ou doux plus longtemps.

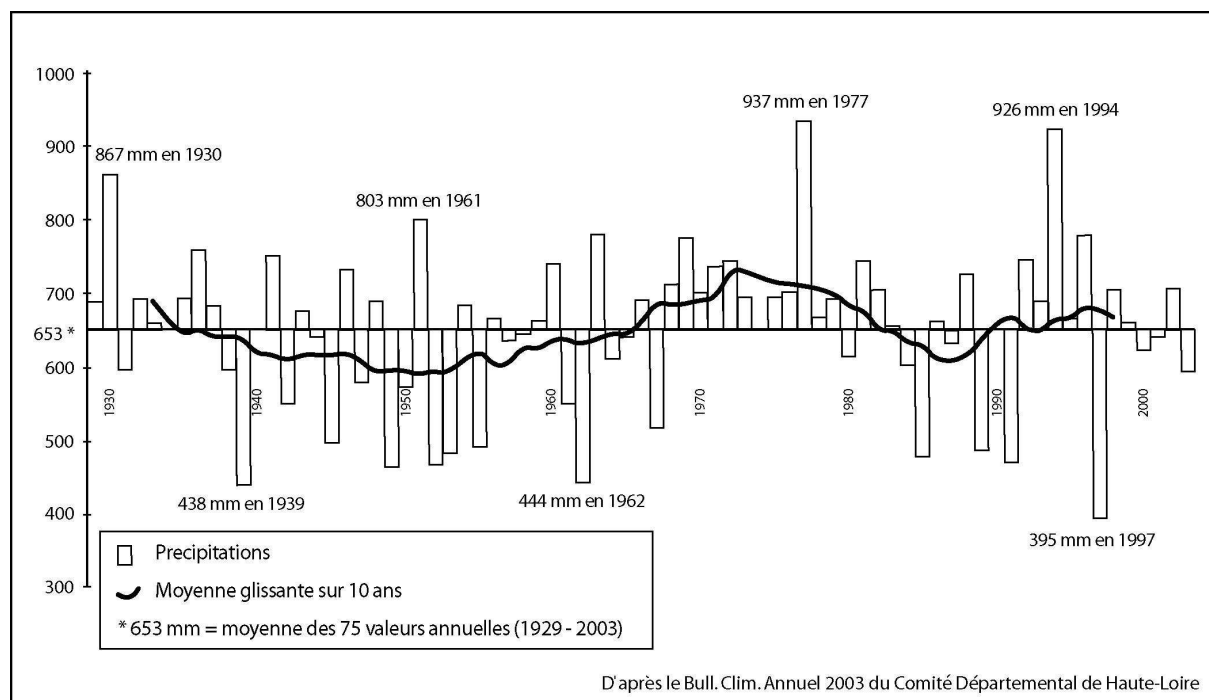


Figure 18 : Evolution entre 1929 et 2003 du cumul annuel des précipitations à Chadrac

Contrairement aux températures, le cumul de précipitations ne semble pas présenter de tendance évolutive très affirmée, même si toutefois depuis les années 1970, les valeurs semblent plus régulièrement au dessus de la valeur moyenne calculée entre 1929 et 2003.

Si les menaces du changement climatique global semblent en effet se traduire par une augmentation des températures, il est toutefois nécessaire de relativiser l'idée selon laquelle cette évolution représente une menace pour les tourbières de la région. En effet, tant que les conditions d'humidité restent satisfaisantes, une augmentation des températures pourrait au contraire se traduire par une augmentation de la production de biomasse et donc par une accélération de l'accumulation de tourbe.

3. Présentation et typologie des tourbières du Devès

3.1. Les tourbières : définitions

Les tourbières intéressent plusieurs domaines scientifiques : l'écologie, la pédologie, l'hydrologie, l'agronomie, l'archéologie, etc. Chacune de ces spécialités, à des degrés variés, a développé son propre vocabulaire relatif à la description d'une tourbière ou de la tourbe qui la compose. L'extrême diversité des tourbières ne facilite pas la mise au point d'une nomenclature simple. Cette difficulté est particulièrement perceptible dans la lecture des inventaires régionaux et des rapports d'études disponibles auprès des gestionnaires. Ainsi, il est souvent difficile de confronter l'ensemble des données et d'établir des comparaisons.

3.1.1. Qu'est-ce qu'une tourbière ?

Les définitions sont multiples dans la littérature scientifique révélant la diversité et la complexité de ces écosystèmes. Une tourbière est avant tout une zone humide caractérisée par sa saturation quasi-permanente en eau. Les conditions anoxiques qui en découlent permettent la mise en place de processus hydrophiles ou aquatiques favorables au développement d'une végétation turfigène, c'est-à-dire productrice de tourbe (Stonek 1977, Julve 1996 ; National Wetlands Working Group 1997 ; Cubizolle 2005, inédit) : la biomasse végétale produite chaque année s'accumule plus qu'elle ne se décompose. Le résultat net de cette accumulation de matière organique forme la tourbe. L'accumulation de la tourbe ne dépend pas d'une production végétale élevée, mais plutôt d'un déficit du taux de décomposition. Pour que la tourbe se développe, il est donc nécessaire que le taux d'accumulation organique soit supérieur au taux de décomposition, et peu importe la composition botanique des restes végétaux (Moore & Bellamy 1974 ; Damman 1979 ; Clymo 1983 ; Gobat *et al.* 1986 ; Payette 2001a). Les deux principaux facteurs les plus favorables au maintien de ces conditions sont des températures fraîches et un niveau de nappe élevé (Gignac & Vitt 1994). Il faut noter toutefois, que des températures trop basses ralentissent l'activité végétative et par voie de conséquence, freinent voire arrêtent l'accumulation de tourbe.

Pour que la production primaire soit supérieure à la décomposition, il est nécessaire que l'activité biologique du sol soit ralentie. Dans les tourbières, c'est l'engorgement du milieu en eau qui favorise l'inertie calorifique et l'anaérobiose. La tourbe, peut ainsi contenir jusqu'à 95 % de son poids en eau (Hobbs 1996 ; Gobat *et al.* 1998 ; Charman 2002). « *L'individualisation d'une tourbière procède finalement du blocage des cycles biogéochimiques et de l'accumulation de la matière organique* » (Francez 1990).

La tourbe ainsi accumulée, individualise dans le paysage local une tourbière dont la morphologie dépend de multiples caractéristiques : le climat local (précipitations, températures, vent et ensoleillement), l'hydrologie (drainage interne et externe) et la géomorphologie du site (forme du terrain), la chimie (eau et sol) et la biologie (faune et flore).

D'un point de vue pédologique la tourbe appartient aux sols hydromorphes (A.F.E.S. 1995 ; Duchaufour 1997). Elle est également qualifiée d'**histosol** (Laplace-Dolonde 1994 ; Gobat *et al.* 1998), c'est-à-dire « *une succession d'horizons histiques caractérisés par des proportions différentes entre la matière organique et l'eau* » (Laplace-Dolonde 1994). On qualifie d'histique un horizon holorganique de sol formé en milieu saturé par l'eau pendant des périodes prolongées et composé principalement de débris végétaux (A.F.E.S. 1995).

On reconnaît généralement qu'une tourbière doit être caractérisée par la présence d'une couche de tourbe minimale de 30 à 50 cm (Weber 1903 ; Kivinen & Pakarinen 1981 ; Gobat *et al.* 1986 ; Zoltai 1988 ; Laplace-Dolonde 1994 ; Payette & Rochefort 2001 ; Charman 2002). Celle-ci est constituée au minimum de 20 à 30% de matière organique (Manneville 1999 ; Manneville *et al.* 1999 ; Joosten & Clarke 2002) et peut atteindre 97% de son poids frais (Clymo 1983 ; Heathwaite *et al.* 1993). Il est également possible de parler de **sols tourbeux** pour des épaisseurs de tourbes inférieures à 30 cm (Reffay 1972).

Il convient également d'aborder le problème des zones humides de transition comprises entre la tourbière et le milieu hydromorphe ne produisant pas de tourbe. Le terme de **para-tourbeux** est alors utilisé définissant ainsi des « *biotopes ou communautés faisant la transition entre les tourbières et les autres milieux, ayant moins de 20 à 40 cm de tourbe* » (Manneville *et al.* 1999). D'autres utilisent le terme plus général de zone tourbeuse, c'est-à-dire une « *zone où il y a de la tourbe, quels que soient son épaisseur et le degré de transformation de sa surface ; laquelle peut avoir été minéralisée et n'être plus constituée de la tourbe au sens propre du terme. Ainsi la végétation de surface peut n'être plus tourbogène* » (Julve 1996). Les termes de **semi-tourbeux** et de **pseudo-tourbeux** sont aussi utilisés dans la littérature scientifique. Le premier désigne un milieu offrant une tourbe très

minérale et le second combine des zones *para-* et *semi-* tourbeuses. Enfin, Manneville (1999) utilise encore les expressions de **péri-tourbeux**, à la périphérie des systèmes tourbeux et correspondant à une zone de tampon avec les autres systèmes, ou de **post-tourbeux** pour désigner d'anciennes surface de tourbe dont l'activité turfigène s'est arrêtée, par assèchement le plus souvent.

Dans ce travail, certaines de ces tourbières sont également qualifiées de marais (marais de Ribains, marais de la Sauvetat, marais de Limagne) ou de lac (lac de Collanges, lac de la Gimberte, lac de Freycenet). Si un marais est un habitat sur substrat minéral partiellement ou complètement submergé à un moment de l'année (Payette & Rochefort 2001), il ne produit néanmoins pas toujours de tourbe. Le terme de lac quant à lui est réservé « *à toute cuvette naturelle ou artificielle contenant de l'eau et ayant une vie propre, une certaine autonomie* » (Dussart 1992). Ainsi, l'utilisation courante des termes de « *marais* » et de « *lac* » ne reflète pas la présence d'une tourbière. Ces termes ont ici un caractère vernaculaire et détourné pour qualifier des sites sur lesquels une nappe d'eau est affleurante une partie de l'année.

3.1.2. La classification des tourbières

La classification des tourbières a déjà fait l'objet de nombreuses publications à travers le monde, dès le début du XX^{ème} siècle (Weber 1902, 1903 ; Tansley 1911 ; Cajander 1913 ; Abolin 1914 ; Durietz 1949). Celles-ci se sont multipliées par la suite (Moore & Bellamy 1974 ; Botch & Masing 1983 ; Sjörs 1983 ; Succow & Lange 1984 ; Steiner 1992 ; Mitsch & Gosselink 1993 ; Manneville 1999 ; Charman 2002) et font encore aujourd'hui l'objet de réflexions. La multiplicité de ces références témoigne de la complexité et de la diversité de ces habitats. C'est la raison pour laquelle il peut paraître compliqué de mettre en place une typologie adaptée, tant les facteurs influents sont nombreux, sans compter les problèmes de traduction d'une langue à l'autre. « *The classification systems of different countries provide a bewildering array of hierarchies, terms and definitions and it is difficult to provide a summary of ideas that will be applicable to all countries* » (Charman 2002). Toutefois, « *la classification mondiale des tourbières tend actuellement à s'homogénéiser et à se clarifier* » (Manneville 1999).

Les classifications des tourbières dépendent de divers critères aussi bien descriptifs comme la végétation, la topographie ou le contexte géomorphologique que génétiques avec le mode d'alimentation en eau ou encore trophiques avec le degré d'acidité. L'objet de cette

partie n'est pas de reprendre dans le détail l'ensemble des typologies existantes mais de présenter la terminologie utilisée à travers ce travail.

3.1.2.1. Classification d'après le statut trophique et l'origine de l'alimentation hydrique

Lorsque l'on aborde le thème de l'alimentation en eau dans les classifications sur les tourbières on s'aperçoit que de nouveaux termes peuvent être créés simplement en changeant les suffixes. Il arrive donc parfois qu'il y ait confusion entre l'utilisation du suffixe « -gène » du grec *genos* (= origine, naissance), qui désigne exclusivement l'origine de l'eau qui a permis la naissance de la tourbière et le suffixe « trophe » du grec *trophê* (= nourriture), qui fait référence à l'état nutritionnel actuel de l'eau, pour la croissance des plantes. On distingue ainsi nettement le terme ombrogène, « qui naît des eaux de pluie », du terme ombrotrophe, « qui se nourrit des eaux de pluie ».

▪ *Terminologie en « -trophe »*

Lorsque l'on étudie le mode d'alimentation hydrique actuel des tourbières, il convient d'utiliser la terminologie en « trophe ». Celle-ci permet de distinguer les eaux minérotrophes - ou géotrophes - des eaux dites ombrotrophes. Les eaux minérotrophes sont plus ou moins enrichies en minéraux du fait de leur écoulement dans le sol ou le sous-sol. Au contraire, les eaux ombrotrophes, directement issues des précipitations météoriques sont très pauvres en minéraux. Dans ce cas, le statut trophique désigné par le suffixe -trophe nous permet d'opposer les tourbières ombrotrophes aux tourbières minérotrophes.

Une **tourbière ombrotrophe** est donc théoriquement tributaire exclusivement des apports pluviométriques. Cela signifie qu'elle est déconnectée de toute alimentation en eau tellurique. Les faibles apports nutritifs des eaux météoriques confèrent à ces tourbières une forte oligotrophie et une acidité à l'origine de spécificités floristiques bien étudiées par les botanistes.

Une **tourbière minérotrophe** ou **géotrophe** est en revanche largement tributaire des eaux de ruissellement ou de la présence d'une nappe phréatique. Cette eau enrichie en éléments nutritifs va permettre le développement d'une végétation sensiblement plus riche que les tourbières ombrotrophes. Dans cette même logique, on peut distinguer deux grands

types de tourbières minérotrophes : les tourbières minérotrophes riches et les tourbières minérotrophes pauvres (Durietz 1949 ; Payette 2001a). Cette subdivision repose essentiellement sur les propriétés chimiques et le pH de la tourbe et de l'eau circulant dans la tourbière. Ainsi, le pH de l'eau et du substrat organique des tourbières minérotrophes pauvres varie entre 3,8 et 6,5, alors qu'il est généralement supérieur à 5,5 et atteint facilement 7,5 dans les tourbières minérotrophes riches (Payette 2001a).

Certaines tourbières minérotrophes deviennent, par exhaussement, progressivement ombrotrophes. On parle alors d'ombrotrophie par opposition au phénomène de minéro- ou géotrophie. L'origine de ce changement peut être soit de nature climatique, soit le résultat d'une succession écologique naturelle (Payette & Rochefort 2001). Il arrive ainsi qu'une tourbière minérotrophe en cours d'ombrotrophie présente une mosaïque de surfaces de nature différente, intimement liées entre elles (Wheeler & Proctor 2000). Dans ce cas, certains auteurs ont été amenés à distinguer une troisième catégorie intermédiaire qualifiée de **tourbières mixtes** ou **tourbières de transition**. Ici, nous privilégierons la notion d'ombrotrophie jugée plus appropriée.

Ce gradient d'ombrotrophie-minérotrophie varie de « riche » à « pauvre » en espèces indicatrices de minérotrophie, entre les tourbières ombrotrophes et les tourbières minérotrophes. Ce gradient peut donc s'exprimer à l'échelle régionale, du fait par exemple de contextes climatiques différents, mais aussi à l'intérieur d'une même tourbière (Durietz 1949 ; Wheeler & Proctor 2000 ; Campbell & Rochefort 2001).

Le niveau trophique fait aussi référence à la teneur du milieu en éléments nutritifs dissous, notamment en azote et phosphore. Il permet alors de distinguer les tourbières **oligotrophes** (pH < 5,5) pauvres en éléments minéraux, des tourbières **eutrophes** (pH > 7) fortement minéralisées, les tourbières intermédiaires étant qualifiées de **mésotrophes** (5,5 < pH < 7). Mais là encore, il ne faut pas être dyadique. Des phénomènes d'**eutrophisation** peuvent intervenir par enrichissement nutritif du milieu notamment par arrivée d'effluents divers, dont ceux d'origine agricole. Une évolution inverse, l'**oligotrophisation**, peut également intervenir lorsque les apports externes cessent ou deviennent insuffisant, dans le cas par exemple d'un lessivage par eaux de pluie, ou encore lorsque l'ombrotrophie se développe.

▪ Terminologie en « -gène »

La classification en « gène » est la plus courante et pourtant la plus difficile à utiliser si l'on considère que l'on étudie les conditions hydriques ayant permis le démarrage de la tourbière. Or, pour connaître cette situation de départ il est indispensable de réaliser au préalable une étude hydro-géomorphologique approfondie. Seule celle-ci permettra de déterminer sur quelle formation géologique repose la tourbière et de quels apports hydriques elle a pu bénéficier. Cette étude doit ensuite être couplée avec une étude paléoenvironnementale afin de pouvoir localiser où le démarrage de la tourbière a pu avoir lieu. Cette question est particulièrement importante lorsque la surface de la tourbière est étendue. Dans ce cas, la turfigenèse a aussi bien pu se faire au fond d'une dépression, actuellement totalement comblée et donc invisible, que sur le versant ; la terminologie utilisée serait alors différente d'un cas à l'autre.

Dans cette terminologie nous retiendrons surtout quatre types de tourbières (Julve 1994) :

- Le type **ombrogène** qui, comme le type ombrotrophe décrit précédemment, est uniquement sous l'influence des eaux météoriques et de ce fait d'origine climatique.
- Le type **soligène** qui correspond aux tourbières « [...] *dépendant de sources, de suintements ou de ruissellements d'eau sur des pentes moyennes à faibles ou encore de percolation sous la surface du sol* [...] » (Manneville 1999).
- Le type **topogène** issue d'une nappe affleurante dans une dépression topographique. Toutefois, ce type peut porter à confusion car il est en effet difficile d'envisager une dépression qui ne soit pas également tributaire des apports en eau des versants. Dans ce cas il serait alors plus juste d'utiliser le terme de **topo-soligène**.
- Le type **limnogène** qui « prend naissance par atterrissement dans un étang ou un lac, à partir de radeaux ou de plantes enracinées dans les profondeurs du plan d'eau » (Manneville 1999).

Dans cette même typologie, d'autres types de tourbières existent : fluviogène ou telmatogène, thalassogène et condensarogène. Néanmoins, ces types de tourbières étant absents de notre cadre d'étude, nous ne les développerons pas.

3.1.2.2. La classification selon l'acidité du milieu

L'acidité du milieu, déterminée par une échelle de valeur de pH comprise entre 2,5 et 9 (Succow & Lange 1984 ; Gorham & Janssens 1992 ; Proctor & Maltby 1998 ; Gunnarsson *et al.* 2000 ; Sjörs & Gunnarsson 2002), permet d'opposer les tourbières acides ou acidiphiles (<5,5) aux tourbières basiques ou alcalines (>7). Une situation intermédiaire comprise entre un pH de 5,5 et de 7 permet encore de qualifier certaines tourbières de neutro-alcalines.

Dans les domaines granitiques ou volcaniques de nos moyennes montagnes, seules les tourbières acides ou neutro-alcalines sont représentées.

3.1.3. Les conditions d'apparition des tourbières

La répartition des tourbières à l'échelle mondiale comme à l'échelle régionale, nous permet d'affirmer le rôle déterminant du climat tant dans leur mise en place que dans leur développement. Néanmoins, d'autres facteurs interviennent également en complément du climat.

On sait que le bilan de l'eau est prioritaire dans la mise en place, le développement et le maintien d'une tourbière (Ingram 1983). Celui-ci doit être positif pour que la tourbière puisse se développer. Il apparaît globalement que « *des températures plus basses ou des précipitations plus abondantes contribuent à assurer un bilan hydrique positif et à faciliter l'entourbement* » (Payette 2001b). Mais l'installation et la répartition des tourbières, bien que clairement conditionnées par les facteurs climatiques, répondent aussi à des facteurs topographiques et hydrologiques (Moore & Bellamy 1974 ; Moore 1975 ; Gore 1983 ; Succow & Lange 1984 ; Gobat *et al.* 1986 ; Moore 1993 ; Graniero & Price 1999 ; Bragg 2002). En effet, l'ensemble des données accumulées sur les tourbières a montré que la formation et l'expansion des écosystèmes tourbeux ne répondent pas nécessairement à des stimuli climatiques, même si ceux-ci s'avèrent propices au développement de la tourbe. En revanche, l'altitude, la topographie ou l'hydrologie locales jouent un rôle déterminant lorsque les conditions climatiques ne sont guère favorables. L'analyse bibliographique révèle une grande divergence de points de vue quant à la quantité de pluie nécessaire au maintien d'une tourbière (Laplace-Dolonde 1994). Il en ressort néanmoins que les tourbières exigent une quantité suffisante d'humidité atmosphérique dictée principalement par le bilan précipitations / évaporation (Romanov 1968 ; Graniero & Price 1999). Pearsall (Pearsall 1950b) considère

«that any site with an annual precipitation of over 1250 mm and an evapotranspiration rate of less than 430 mm would be prone to peat development and general mire formation » (Moore 1988). Dans la partie méridionale du Québec, là où l'évaporation est la plus forte, l'entourbement n'est possible que si les précipitations annuelles sont abondantes, le plus souvent supérieures à 800 mm (Payette 2001a).

Au-delà des précipitations, il est également important de prendre en considération le rôle des températures qui, en plus d'augmenter l'évapotranspiration, activent le métabolisme et la minéralisation de la matière organique (Lindsay 1995).

Si le climat conditionne l'écoulement et l'emmagasinement de l'eau (Price 2001), il faut encore tenir compte de la lithologie (la géologie, le sol) et de la topographie. En effet, le contexte géomorphologique peut facilement être à l'origine de l'excès d'eau, nécessaire à la turfigenèse. La simple présence d'une dépression topographique, quelle que soit sa taille, ou d'une rupture de pente sur un versant peut suffire à concentrer ou ralentir les écoulements et ainsi permettre le démarrage de la tourbe. Ces processus, soligène ou topo-soligène caractérisent généralement les stades initiaux de la mise en place des tourbières. Existe-t-il d'ailleurs de véritables « tourbières climatiques » (Francez 1990) dont le stade initial est uniquement ombrogène ? Difficile à dire compte tenu des multiples facteurs à l'origine du démarrage de la tourbe.

Enfin, il est très important de prendre en compte les caractéristiques hydrologiques générales dont les spécificités vont dépendre de l'interaction du climat avec la lithologie locale (Price 2001). Il faut d'abord rappeler que les tourbières sont avant tout des zones humides caractérisées par un niveau de nappe élevée. Cette eau emmagasinée est tributaire des entrées et des sorties qui détermineront la capacité de son renouvellement (Price 2001). De ce bilan va dépendre en partie la dynamique de l'entourbement car de longues périodes de sécheresse peuvent empêcher la formation de la tourbe et accélérer sa minéralisation.

3.1.4. Les types d'entourbement

Une fois les conditions requises au développement de la tourbe réunies, l'entourbement se fait selon deux grands modes : par **paludification** et par **comblement**. Généralement la paludification se réfère à l'entourbement d'un site terrestre et le comblement à l'entourbement

d'un lac ou d'un plan d'eau. Ces deux modes d'entourbement ne sont pas exclusif à un site mais peuvent intervenir simultanément (Payette 2001a).

3.1.4.1. L'entourbement par paludification

L'entourbement par paludification est le plus important des deux modes d'entourbement. Exceptées les tourbières limnogènes, les principaux types de tourbières décrits précédemment résultent de mécanismes de paludification. Le démarrage de la turfigenèse en contexte terrestre va se traduire par une transition brutale ou progressive entre une sédimentation minérale et une sédimentation organique.

3.1.4.2. L'entourbement par comblement

Le comblement du lac par la tourbe « *est probablement le principal mécanisme de formation des tourbières auquel se réfèrent la plupart des naturalistes* » (Payette 2001a). Ce mécanisme est le plus répandu dans la littérature de vulgarisation et souvent le seul présenté. Il est en effet beaucoup plus figuratif pour illustrer les multiples étapes de la vie d'une tourbière. Dans l'ensemble ce sont surtout des lacs ou des pièces d'eau peu profondes qui font l'objet d'un entourbement par comblement. Le résultat de ce comblement donne lieu à des tourbières limnogènes. Les étapes de comblement dépendent des caractéristiques du bassin-versant, du climat ou encore de la végétation bordière. C'est le plus souvent à l'occasion de bas niveaux lacustres que la végétation répartie sous forme de bandes parallèles aux rives, gagne du terrain vers le centre du lac. Ce bas niveau lacustre peut être le résultat d'une longue période de sécheresse ou encore d'une vidange progressive du lac.

Cette évolution par comblement est aussi appelé, **processus hydroséral** en rapport avec la notion d'*hydrosère* ou *hydrosérie* (Drury & Nisbett 1973 ; Payette 2001a). L'hydrosérie est l'ensemble des communautés végétales qui se succèdent sur un site humide (Payette & Rochefort 2001). Déjà, en 1908, Weber décrivait cette succession végétale à l'échelle écosystémique sur la base des relations entre la végétation et la nappe phréatique (Muller 2002). Il parlait alors de **terrestrialisation**. Compte tenu des conditions environnementales particulières qu'implique le développement d'un tel processus, ce type de comblement d'un plan d'eau concerne plus généralement de petits lacs ou des mares (Payette 2001a).

Un couvert de plantes hydrophiles s'étend progressivement du bord de l'étendue d'eau vers son centre. A mesure que ces plantes se développent, un radeau végétal se forme produisant une forte biomasse. Ces végétaux se répartissent « *sous forme de bandes parallèles aux rives, selon leurs exigences écologiques* » (Payette 2001a). De cette façon, la surface d'eau libre se réduit et l'eau se charge en matière organique en suspension. Le lac s'enrichit en éléments nutritifs et en acide humique ce qui modifie son état trophique. La matière organique se dépose ensuite sur le fond et progressivement fait basculer le rapport entre production et décomposition. Le bilan devient excédentaire et la matière organique peut ainsi s'accumuler à la surface des sédiments lacustres antérieurs.

A ce moment là, deux formations organiques bien distinctes se développent :

- la première en surface, avec un radeau de tourbe qui s'accroît du bas vers le haut par accumulation de végétaux morts non décomposés ;
- la deuxième en profondeur, par décantation de matières organiques en suspension et donc par dépôt du haut vers le bas. Cette matière organique peut avoir deux origines : elle peut provenir de végétaux morts issus de la base du radeau végétal mais aussi du bassin-versant. Au moment du dépôt au fond du lac, cette matière organique est aussi associée à d'autres particules apportées par les eaux de ruissellement et le vent ou d'origine benthique.

Progressivement, alors que le radeau s'enfonce avec le poids croissant de la tourbe et que le fond du lac s'exhausse du fait de la sédimentation lacustre, la tranche d'eau les séparant se réduit et les deux formations se rejoignent. A cet instant, puisque la tourbe ne repose plus sur une surface d'eau libre mais sur les sédiments lacustres, nous passons d'un entourage par comblement à un entourage par paludification.

3.2. L'état des lieux des tourbières du Devès

Lorsque l'on s'intéresse aux tourbières du Devès on pense en premier lieu aux tourbières de maar particulièrement originales par leur contexte géomorphologique et leur superficie importante. Cependant sur le plateau d'autres tourbières plus petites, mais non moins intéressantes, doivent également être prises en considération.

Le premier document de synthèse faisant référence à ces milieux est l'inventaire des tourbières de Haute-Loire (Tort 1988a) entrepris à la demande de la DRAE, actuelle DIREN.

Dans ce document, les tourbières sont identifiées à partir de critères biologiques et particulièrement sur la base des classifications phytosociologiques. Ce choix est généralement justifié par le fait que les groupements végétaux sont considérés comme des intégrateurs des conditions mésologiques et comme des indicateurs parmi les plus représentatifs du fonctionnement des écosystèmes (Barnaud 1990 ; Fustec & Frochot 1996). A l'échelle internationale, la synthèse des différents critères utilisés pour définir des typologies de référence, montre que le premier critère retenu pour différencier les milieux humides est le régime des eaux, suivi de la localisation géographique et de la topographie. A ce niveau général, la végétation (fréquemment utilisée, même implicitement) ne bénéficie pas d'un classement favorable. Ce point de vue se justifie d'autant plus que la végétation dépend aussi de l'impact de l'homme et des animaux (Barnaud 1990 ; Fustec & Frochot 1996). C'est pourquoi, même si la végétation est un bon indicateur potentiel des conditions du milieu, elle doit être couplée à d'autres critères d'observations.

Dans l'inventaire des tourbières de Haute-Loire (Tort 1988a), les critères de détermination des tourbières s'appuient sur des données floristiques et physico chimiques de la tourbe. Cependant, aucune définition précise ne nous permet de connaître les critères retenus pour qualifier les zones humides inventoriées de tourbière. Ainsi, la distinction entre les zones humides non tourbeuses et les tourbières n'est pas toujours clairement définie portant parfois à confusion. Les cas de Praclaux et de Marcihac, localisés respectivement sur les communes de Landos et du Bouchet-Saint-Nicolas, illustrent parfaitement cette remarque. Dans cet inventaire, il est indiqué que la surface de tourbe active est de 33 ha sur Praclaux et de 25 ha sur Marsillac. Ces deux sites ont donc été répertoriés dans le tableau de synthèse de l'inventaire des tourbières de la Haute-Loire (Tort 1988a). Cependant, dans ce même document, il est indiqué par ailleurs que ces sites sont non tourbeux. Cette confusion apparaît à plusieurs reprises dans le texte. Cette erreur doit venir du fait que le cortège floristique relevé sur ces sites est potentiellement turfigène. Or dans ces deux cas il n'y a aucune trace de tourbe. A l'inverse, d'autres zones humides du Devès, pourtant plus originales, mais souvent moins intéressantes selon le critère botanique, ne sont pas recensées comme tourbières alors qu'elles recèlent des épaisseurs de tourbe pouvant atteindre parfois plus de 2 mètres (cf. chap. 6).

Ce type de confusion est fréquent dans les inventaires des tourbières. En effet, *« jusqu'en 1994, en France, les tourbières constituaient bien des milieux reconnus et appréciés pour leur richesse biologique, mais étaient seulement étudiées de façon très*

partielle (inventaires incomplets ou insuffisants, fonctionnements hydrologique et écologique mal connus et non clarifiés d'un point de vue typologique) » (Manneville 2001)..

Le critère botanique n'est donc pas suffisant pour identifier un site comme étant une tourbière. De même, l'absence de végétation turfigène ne doit pas être discriminatoire, particulièrement lorsque l'arrêt de la turfigenèse est récent et n'a pas entraîné une minéralisation significative de la tourbe (Cubizolle 2005). Un redémarrage de la turfigenèse n'est alors pas à exclure, notamment lorsque les sols restent encore très hydromorphes. En effet, il n'est pas rare dans une tourbière, de trouver inscrites dans la tourbe, des couches minéralisées indiquant un arrêt temporaire ou tout au moins un ralentissement de l'activité turfigène.

3.2.1. De nouvelles tourbières sur le Devès

Sur les 7 tourbières répertoriées dans le Devès par Maryse Tort (1988) – le Mont Bar, le lac de l'Oeuf, les marais de Limagne, de la Sauvetat, de Ribains, de Praclaux et de Marsillac – seulement 5 peuvent en réalité être qualifiées de tourbières, les deux dernières n'accueillent pas de tourbe. Depuis, les prospectives de terrain, menées au cours de ce travail, destinées à mieux connaître le contexte hydro-géomorphologique général du plateau, nous ont conduit à découvrir l'existence de 4 nouvelles tourbières, portant à 9 le nombre de tourbières recensées sur le plateau du Devès. En réalité, ces 4 tourbières transformées en petites pièces d'eau temporaires ou permanentes avaient été écartées des zones humides potentiellement tourbeuses et par conséquence non inventoriés.

Ces quatre nouvelles tourbières sont :

- le Lac de Collanges (commune de Loudes),
- le Lac de Freycenet (commune de Borne),
- la Gimberte (commune de Borne),
- le Lac de la Ribeyre (commune des Ceaux d'Allègre).

Ces sites ont été récemment intégrés par le Conseil Général de la Haute-Loire dans un programme de sauvegarde et de restauration des zones humides du Devès et font l'objet d'un

suivi. En effet, le plateau du Devès possède un grand nombre de zones humides ; beaucoup d'autres ont d'ores et déjà disparu principalement à cause du drainage agricole, longtemps encouragé par une politique nationale visant à augmenter les superficies cultivées et la productivité des exploitations. Sur les 80 zones humides inventoriées après un premier diagnostic réalisé à partir des cartes IGN au 1/25 000 et représentant près de 800 ha, 41 ont disparu, 22 ont subi de profondes atteintes et seulement 17 présentent une bonne intégrité, soit approximativement 200 ha. La perte en superficie s'élève à environ 400 ha de zones humides (D.I.R.A.D. 2000). Cette étude ne caractérise pas précisément l'ensemble de ces zones humides. Au regard de l'extrême diversité de celles-ci, le Conseil Général a volontairement restreint son champ d'investigation « *aux eaux calmes et stagnantes* » dont l'intérêt écologique est plus grand, particulièrement sur le potentiel ornithologique (D.I.R.A.D. 2000). Une prospective plus large permettrait sans doute de révéler d'autres tourbières de ce type. Dès lors on peut s'interroger sur le nombre de tourbières, incluses dans ces zones humides et ayant échappé aux inventaires.

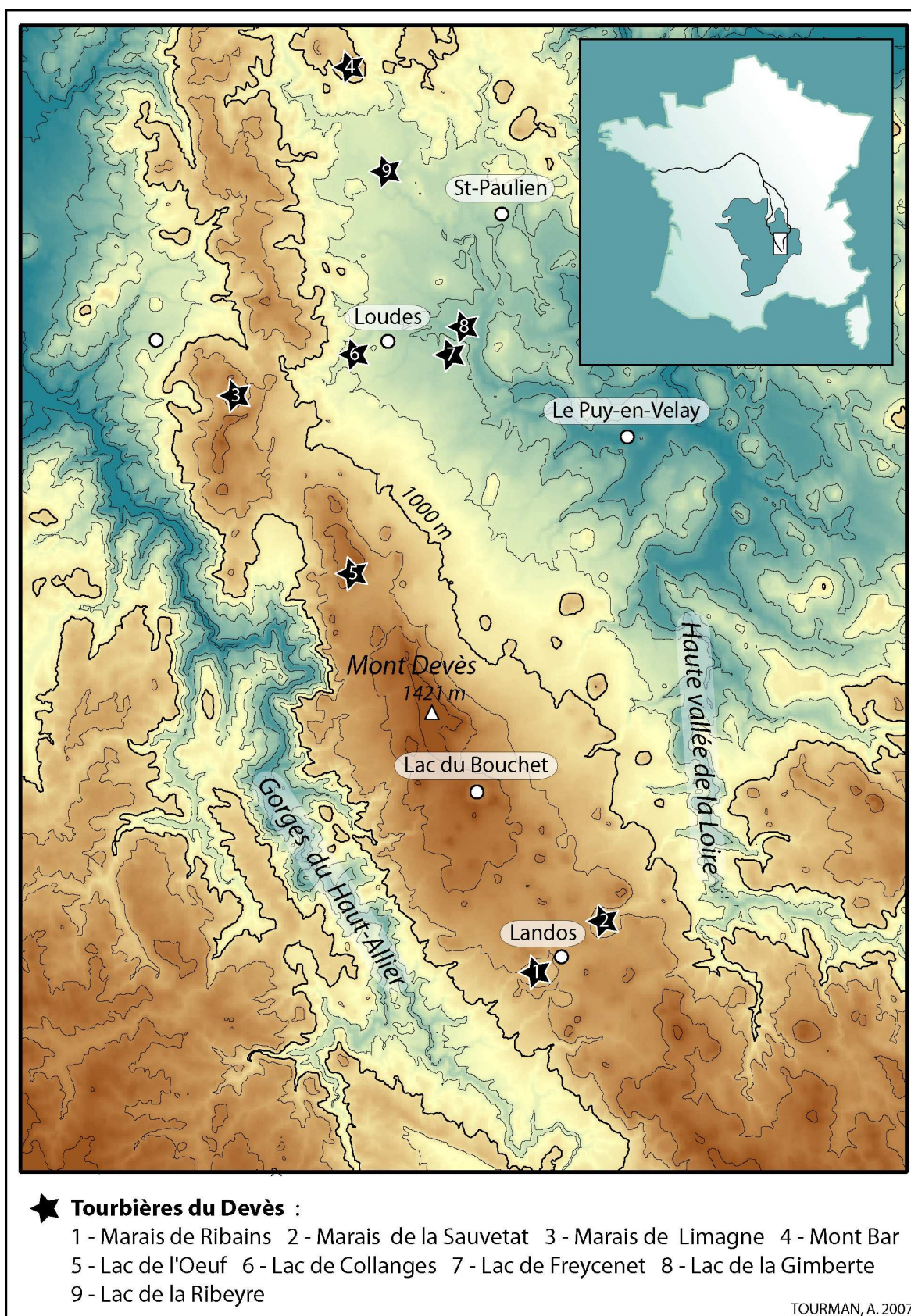


Figure 19 : Carte de localisation des tourbières du Devès

3.2.2. Typologie des tourbières du Devès

Les tourbières du domaine volcanique diffèrent nettement des tourbières du domaine cristallin du Massif Central oriental, ce qui leur confère une grande originalité à l'échelle régionale. Ce n'est pas dans le Devès qu'il faut se rendre pour observer une tourbière bombée à sphaignes. En effet, plusieurs facteurs ne prédisposent pas ce plateau à accueillir de telles tourbières : les conditions climatiques tout d'abord, le contexte géologique ensuite et enfin les conditions hydro-géomorphologiques.

Si les tourbières bombées ou tourbières de haut-marais acides sont encore appelées tourbières climatiques (Francez 1990) c'est tout simplement parce que l'eau dont elles ont besoin pour se développer est pour l'essentiel d'origine pluviométrique. Dans le domaine granitique du Massif Central oriental, situé au Nord du Velay, 84.2 % des tourbières ombrotrophes reçoivent au moins 1200 mm de précipitations annuelles (Cubizolle 2005, 2007). Avec des précipitations annuelles moyennes inférieures le plus souvent à 1000 mm et une évapotranspiration potentielle aux environs de 700 mm, le plateau du Devès n'est guère en mesure de répondre à ces conditions. De plus, le caractère alcalin des roches volcaniques du Devès (Jardin 1973 ; Normand 1973 ; Kornprobst 1978), qui se traduit dans la composition des eaux de ruissellement, n'est pas favorable au développement de tourbières acidophiles. Enfin, la localisation des tourbières du Devès est associée à une topographie en creux où l'alimentation topogène joue un grand rôle. Ce mode d'alimentation, doublé d'apports soligènes, issus des versants, a pour conséquence d'enrichir les eaux en éléments dissous accentuant d'autant plus le caractère minérotrophe de ces tourbières.

Mais alors qu'en est-il de la nature des tourbières du Devès ? Beaucoup moins spectaculaires sur le plan botanique elles n'en demeurent pas moins originales sur le plan géomorphologique. En effet, la majorité d'entre elles se sont développées en contexte topo-soligène, au cœur de dépressions circulaires ou sub-circulaires plus ou moins vastes. Généralement neutro-alkalines, elles développent une végétation relativement banale de type tourbière basse mésotrophe, entourée le plus souvent par une ceinture prairiale mésohygrophile à mésophile. Quelques espèces rares leur confèrent cependant une valeur écologique importante à l'échelle régionale. On notera parmi les espèces à statut de protection rareté-menaces, *Carex cespitosa*, *Calamagrostis stricta*, *Ranunculus lingua*, *Drosera anglica*, *Eriophorum gracile*. Avec le marais de Limagne, le Devès dispose d'une tourbière de maar en partie flottante. Celle-ci, acidophile à sphaignes dans sa partie centrale, au cœur de l'écosystème, est protégée par un lagg circulaire de bas-marais qui limite ainsi les apports de

versant et accroît d'autant plus son caractère ombrotrophe. Ainsi si on ajoute les autres tourbières de maar, la tourbière du Mont Bar au centre du cratère d'un très beau cône strombolien, les petites tourbières circulaires des « *lacs* » du Devès et quelques autres tourbières, on constate qu'il existe dans le Devès un panel de tourbières très originales dont certaines sont soumises à réglementation. Quatre tourbières sont par exemple concernées par la directive européenne Natura 2000 et/ou inventoriées dans l'inventaire des Zones Naturelles d'Intérêt Écologique Floristique et Faunistique (ZNIEFF) établi à l'initiative et sous le contrôle du Ministère de l'Environnement.

Tourbières réglementées	ZNIEFF	NATURA 2000
Marais de Limagne	OUI	OUI
Mont Bar	OUI	OUI
Marais de Ribains ou Narces de Landos	OUI	NON
Lac de Freycenet	OUI	NON

Tableau 1 : Tourbières du Devès inscrites en zone de protection réglementaire Natura 2000 ou ZNIEFF

3.2.2.1. Les tourbières basses de cratère

Ces tourbières sont de loin les plus connues de la région. Associées uniquement au domaine volcanique, deux types se distinguent par la nature de leur cratère. Les tourbières de cratère phréatomagmatique ou **tourbières de maar** et les tourbières de cratère strombolien ou **tourbières de cône**.

▪ *Les tourbières de maar*

Les tourbières de maar sont les plus importantes en superficie et en profondeur. Ces vastes dépressions circulaires ou sub-circulaires sont très profondes et nettement délimitées par des versants au pendage relativement marqué, compris globalement entre 10 et 25%. Au nombre de 4 dans le Devès, les tourbières du marais de Limagne, de la Sauvetat, de Ribains et du Pechay à Costaros représentent environ 150 ha. Chacune d'entre elles, avec des profondeurs moyennes de tourbe comprises entre 3 et 4 mètres et pouvant atteindre près de 6 mètres, recouvrent d'épaisses couches de sédiments lacustres. Ces cratères ont été alimentés par des apports d'eau en provenance du socle. Cette alimentation régulière, relativement indépendante du climat, a permis aux lacs de maars d'avoir un niveau stable pendant de très

longues périodes (Bonifay & Truze 1984). Sur les versants encadrants, on observe encore les traces d'anciens prismes littoraux, ou plate-forme littorales, construits par les sédiments détritiques remaniés par les vagues et les courants et témoignant ponctuellement des anciens niveaux d'eau. La présence de ce lac a ainsi permis le dépôt d'épaisses couches de sédiments lacustres. Entre ces périodes lacustres et la mise en place des tourbières, il faut imaginer une vidange totale ou quasi-totale de ces lacs. Celle-ci peu s'expliquer par l'apparition progressive ou brutale d'un exutoire. D'après Bonifay & Truze (1984), certains résultats penchent en faveur d'une vidange rapide de ces lacs au cours des phases les plus froides du Pléistocène moyen, notamment dans le cas des maars non tourbeux de Soleilhac et de Nolhac dans le Nord Devès.

Ces tourbières minérotrophes riches, avec des pH compris entre 5 et 6, sont d'anciennes tourbières limnogènes et mésotrophes. Celles-ci présentent une nappe d'eau affleurante ou sub-affleurante une grande partie de l'année, alimentée par les eaux de pluie et les eaux de ruissellement, ainsi que par une série de petites sources réparties en périphérie de la tourbière, au contact avec les versants.

▪ *Les tourbières de cône*

Plus originale encore, la tourbière du Mont Bar, au Nord-Est de la chaîne du Devès, particulièrement bien conservée, d'une superficie d'environ 5 ha, est l'unique représentante des tourbières de cône dans le Devès et plus largement en Europe. Les cratères stromboliens, au même titre que les maars, ont connu pour certains, à Ceyssaguet ou au Pié-du-Roi près de Cerzat, une phase lacustre. Toutefois, certaines observations montrent qu'à la différence des maars, il existe une discontinuité sédimentaire due à l'instabilité des plans d'eau et à l'assèchement périodique associé aux changements climatiques ou aux modalités de circulation de l'eau. On retrouve par exemple, dans le lac du Bouchet, une sédimentation riche en matière organique pendant les périodes tempérées et essentiellement détritique en période froide (Bonifay & Truze 1984). Là encore, la phase tourbeuse ne survient qu'après ces séquences lacustres, avec pour le Mont Bar, une épaisseur de tourbe de 3 mètres (Cubizolle 2000). En revanche, à la différence des tourbières de maars présentes dans le Devès, le Mont Bar ne possède pas d'exutoire naturel.

3.2.2.2. Les tourbières basses de bassin

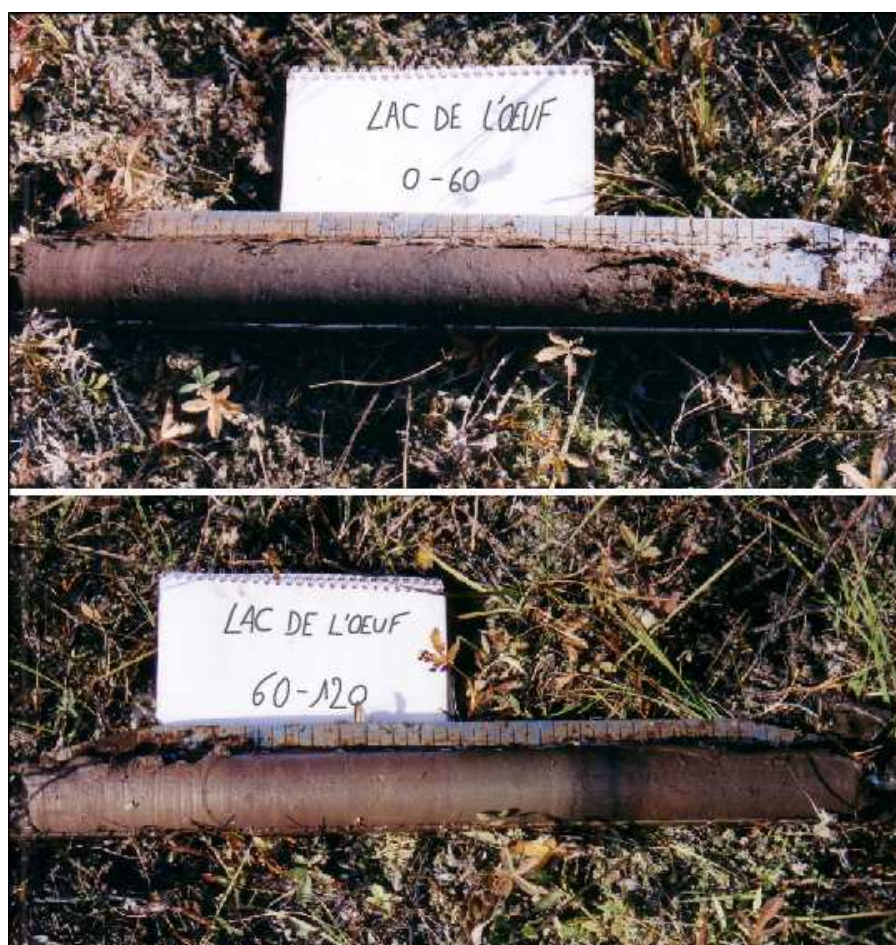
Les tourbières inscrites dans de petites dépressions, comprises entre 1 et 6 hectares, peu profondes et encaissées directement sur le plateau basaltique, sont qualifiées de tourbières basses de bassin. Ce type de tourbière correspond au « *basin fen* » de la typologie hydro-géomorphologique développée par Charman (2002) et largement inspirée de Stonek (Stonek 1977). Ces dépressions fermées, dépourvues d'exutoire naturel, n'accueillent pas pour autant de lac permanent comme certains maars, mais possèdent le plus souvent une nappe d'eau libre saisonnière, présente 6 à 9 mois de l'année. Le terme vernaculaire « *lac* », qui qualifie ces zones humides très caractéristiques du plateau du Devès, nous conduit à parler des tourbières des « *lacs* » du Devès.

Ces tourbières sont de forme géométrique circulaire ou ovalaire. Elles se situent toutes au bord du plateau basaltique et sur de faibles pentes. Elles ont toute un bassin-versant très réduit, inférieur à 20 ha. Les sondages réalisés sur certaines d'entre elles révèlent des épaisseurs de tourbe moyennes de l'ordre de 1,5 mètre reposant sur des niveaux argileux imperméables peu épais empêchant toute infiltration de l'eau en profondeur.

Beaucoup moins connues et plus réduites en superficie totale que les tourbières de maars, les tourbières basses de bassins du Devès représentent au total une douzaine d'hectares. Néanmoins, un carottage systématique des zones humides du plateau permettrait sans aucun doute d'inventorier d'autres tourbières de ce type.

Enfin nous terminerons ce rapide tour d'horizon des tourbières du Devès avec le cas particulier de la tourbière du **Lac de l'Oeuf**. Cette tourbière basse minerotrophe, perchée à 1250 mètres d'altitude (figure 19), s'est développée dans une dépression peu marquée, inscrite sur le replat d'un ensemble pyroclastique, entre deux cônes coalescents, Lampiney et la Visseyre. Elle n'est donc pas du même type que le Mont Bar et malgré sa toponymie ne correspond pas à un « lac-tourbière ». L'érosion des dépôts pyroclastiques a permis l'accumulation de particules fines d'altération, à dominante argileuse, qui, se sont concentrés en contre bas de ces deux gardes. La topographie et la nature de ces dépôts ont favorisé la mise en place d'une zone hydromorphe favorable à l'implantation d'une tourbière. L'alimentation en eau de cette tourbière est de nature topo-soligène. Les sondages effectués sur cette tourbière n'ont pas révélé de niveaux lacustres précédant le démarrage de la tourbe. Malgré des conditions d'humidité favorables (altitude et orientation) et l'absence de drainage,

cette tourbière ne possède qu'une faible épaisseur de tourbe, le plus souvent inférieure au mètre, bien qu'atteignant ponctuellement 1,5 mètre selon l'inventaire des tourbières de Haute-Loire (Tort 1988a). Les carottages effectués dans le cadre de cette étude avoisinent plus généralement les 0,80 m de tourbe (photographie 3). Enfin, en ce qui concerne la végétation, 11 groupements végétaux ont été répertoriés sur les 2 ha que représente l'ensemble de cette zone humide. Les principaux groupements représentés sont composés de *Sphagnum sp.*, *Comarum palustre*, *Carex nigra* et *Carex vesicaria*.



Photographie 3 : Carottages du lac de l'Oeuf (0 à 120 cm)

Conclusion de la 1^{ère} Partie

La prise de conscience de la disparition d'un grand nombre de zones humides en France et à travers le monde a conduit à la mise en place de politiques de suivi et de gestion conservatoire de ces milieux riches et diversifiés. Cette volonté politique et le manque de données existantes sur ces milieux ont permis l'élaboration de programmes de recherche sur les zones humides parmi lesquels ceux sur les tourbières du Massif Central oriental conduits par le CRENAM. Ces travaux, d'abord menés dans les tourbières du domaine granito-gneissique du Massif Central oriental (Forez, Pilat, Livradois, monts de la Madeleine et Bois Noirs), se sont étendus au domaine volcanique du Devès afin d'élargir la typologie d'étude des tourbières.

La région du Devès, située dans le Velay occidental, d'altitude moyenne 1100 mètres, bénéficie d'un climat varié et contrasté avec notamment des hivers rigoureux et des étés généralement plus secs et ensoleillés que dans le domaine granito-gneissique septentrional du Massif Central oriental. Le total pluviométrique annuel moyen ne dépasse que très rarement les 1000 mm et l'ensoleillement moyen annuel se situe autour des 2000 heures.

Le Devès est avant tout un vaste plateau volcanique de 850 km², au contexte hydrogéologique complexe, construit à partir d'une succession de coulées basaltiques, sur lequel se sont édifiés un grand nombre de cônes stromboliens. A cela s'ajoute encore la présence de vastes et profondes dépressions, les maars, formées lors de violentes éruptions phréatomagmatiques. Certaines de ces formations, ont connu une première phase lacustre suivie de la mise en place de formations tourbeuses, les tourbières de maars. Au travers de nos investigations de terrain, notre attention s'est également portée sur une série de petites dépressions humides nettement moins imposantes que les précédentes, les « *lacs* » du Devès. Après quelques sondages nous avons constaté que certaines d'entre elles présentaient une épaisseur de tourbe comprise entre 1,5 et 2 mètres. Dès lors de nouvelles tourbières, non répertoriées venaient d'être identifiées, les tourbières des « *lacs* » du Devès.

D'un point de vue typologique, le Devès ne compte que des tourbières basses minérotrophes, majoritairement formées en contexte topo-soligène, au cœur de dépressions circulaires ou sub-circulaires plus ou moins vastes. Généralement neutro-alcalines, elles développent une végétation relativement banale avec toutefois quelques espèces à statut de

protection rareté-menaces comme *Carex cespitosa*, *Calamagrostis stricta*, *Ranunculus lingua*, *Drosera anglica* ou encore *Eriophorum gracile*.

D'un point de vue hydro-géomorphologique, nous avons identifié deux grandes catégories : les tourbières basses de cratères et les tourbières basses de bassin. Les tourbières de la première catégorie sont inscrites dans de larges dépressions d'origine volcanique. Nous avons dissocié les tourbières de maars (Ribains, La Sauvetat, marais de Limagne) des tourbières de cônes (Mont Bar). Le qualificatif de la deuxième catégorie a été choisi en référence au « *basin fen* » de la typologie hydro-géomorphologique développée par Charman (2002). Il s'agit de tourbières formées dans des dépressions beaucoup plus petites et nettement moins profondes (Collanges, Freycenet, La Gimberte, La Ribeyre).

2^{ème} PARTIE : Les caractéristiques dynamiques et fonctionnelles des tourbières du Devès

4. Méthodes, techniques et outils d'acquisition des données de terrain

Cette étude a nécessité un important travail d'acquisition de données de terrain. Au même titre que les travaux effectués sur le domaine granitique, la collecte de ces données a été effectuée dans le cadre d'une démarche naturaliste (Cubizolle 2005). A cela s'ajoute un certain nombre d'analyses en laboratoire et d'exploitation de documents divers (photographies aériennes, documents cartographiques, études d'impacts, archives...).

4.1. Le choix des sites d'étude

Afin d'étendre la typologie des tourbières du Massif Central oriental, c'est avant tout la spécificité des tourbières du domaine volcanique qui a orienté notre choix des sites d'étude. Après avoir sillonné la région et fait le bilan bibliographique la concernant, il a été alors possible de faire un choix des sites à étudier.

4.1.1. Le cas de la tourbière de Ribains

Lorsque l'on travaille sur le domaine volcanique, les premières tourbières caractéristiques auxquelles on pense sont les tourbières de cratères. Dans le Devès, ce sont elles qui représentent les plus importantes étendues tourbeuses, avec près de 150 ha et les plus grandes épaisseurs, jusqu'à plus de 6 mètres. Ce sont aussi elles qui suscitent le plus d'intérêts et qui enregistrent le plus d'informations paléoécologiques. C'est donc vers ces tourbières que nous nous sommes tourné dans un premier temps. Trois sites prioritaires, susceptibles de répondre à nos objectifs scientifiques, se dégagèrent : la tourbière du marais de Limagne sur les communes de Saint-Jean-de-Nay et de Siauges-Sainte-Marie et les tourbières de La Sauvetat et de Ribains sur la commune de Landos. Le bilan des travaux existant sur ces tourbières s'est révélé être très réduit et sensiblement équivalent sur chacune d'entre elles, avec un avantage toutefois au marais de Limagne. Ce dernier, en bon état de conservation et peu influencé par l'Homme, a déjà fait l'objet d'un diagnostic écologique, dans le cadre de Natura 2000. La tourbière de la Sauvetat, *a contrario*, après une vingtaine d'années

d'exploitation de la tourbe, a été complètement bouleversée et fait maintenant l'objet d'un programme de restauration. Enfin, la tourbière de Ribains à l'origine d'une grave opposition entre partisans et opposants à son exploitation dans les années 1980, est restée à l'écart de toute préoccupation environnementale. Malgré un large éventail de perturbations d'origine anthropique (drainage, pâturage, captage, exploitation ...), cette vaste tourbière basse a conservé une bonne intégrité et présente un grand intérêt écologique et paléoécologique. En rapide évolution, ce site nous offre un cas d'étude privilégié pour analyser le rôle de ces perturbations sur le fonctionnement et la dynamique des zones humides. Dans ces conditions, la tourbière de Ribains est apparue comme étant la plus appropriée à répondre à nos objectifs scientifiques (cf. 1.1.2.) d'autant plus qu'il existe une forte demande sociale concernant la gestion de ce site.

4.1.2. Le cas des tourbières circulaires des « lacs » du Devès

En parcourant le Devès nous avons été amené à nous interroger sur la présence d'un grand nombre de petites zones humides réparties sur l'ensemble du plateau. Comment étaient-elles réparties sur le plateau ? Pouvions-nous distinguer plusieurs types de zones humides ? Et surtout, parmi ces zones humides, n'avions-nous pas des tourbières encore non référencées et intéressantes d'un point de vue fonctionnel et paléoenvironnemental ? Dans un premier temps, notre attention s'est portée sur les sites les plus grands et dont la toponymie « *Lac* » était indiquée sur les cartes topographiques. Une fois localisées, nous avons sondé, à l'aide d'une tarière, celles qui nous semblaient les mieux conservées et qui, au premier abord, avaient le plus de chance de révéler la présence de tourbe. Ces sondages ont été fructueux puisqu'ils ont permis de mettre en évidence 4 tourbières, les tourbières de « lacs » du Devès, d'une épaisseur moyenne de 1,5 mètre et d'une surface comprise entre 1.2 et 6 ha (cf. chap. 6). Nous avons choisi au final de réaliser une étude stratigraphique et paléoenvironnementale sur trois d'entre elles. Ces 3 tourbières sont réparties sur 2,5 km², et sont donc très proches géographiquement. Elles sont situées entre 790 et 900 mètres d'altitude et reposent sur une coulée basaltique. Chacune d'elles possède un bassin-versant très réduit de l'ordre d'une douzaine d'hectares pour le plus grand (Lac de Freycenet). Enfin, elles sont toutes inscrites dans une dépression circulaire fermée.

Les caractéristiques communes et l'homogénéité de ces sites présentent plusieurs intérêts :

- Comprendre d'une part les mécanismes de mise en place et d'évolution de ce type de formation,
- Observer d'autre part d'éventuels changements paléoenvironnementaux communs à l'ensemble des sites.

Une fois les premières observations sur les tourbières du Devès recueillies et les sites choisis, nous pouvions alors réfléchir sur la collecte des données de terrain.

4.2. La collecte des données de terrain

4.2.1. A l'échelle du bassin-versant

Chacun des sites étudiés est au préalable replacé dans son bassin-versant. Cette échelle d'analyse est importante afin d'obtenir une vision globale du fonctionnement d'un site. En effet, il est nécessaire de bien connaître l'ensemble des facteurs allogènes, c'est-à-dire externes à l'écosystème tourbeux, avant d'estimer l'influence des facteurs autogènes, d'origine internes à l'écosystème (Payette 2001a). C'est pourquoi, afin d'étudier la formation et l'évolution d'une tourbière ainsi que son rôle dans le fonctionnement hydrologique du bassin-versant, il convient d'observer comment la tourbière s'inscrit dans le système de pente et de déterminer les contextes hydro-géomorphologique et bioclimatique locaux (Charman 2002 ; Cubizolle 2005, inédit).

Le bassin-versant enregistre toutes les modifications qui l'affectent, aussi bien naturelles qu'anthropiques (Bravard & Petit 1997). Toute modification même ponctuelle, dans la circulation de l'eau ou dans l'occupation du sol, peut entraîner une série de conséquences directes sur le fonctionnement de la zone humide concernée, particulièrement dans un bassin-versant de petite taille. Obtenir un maximum de renseignements sur les pratiques et les modifications agricoles, sur les divers changements observés ou sur développement de l'urbanisme est donc indispensable. Le bassin-versant est d'autant plus important dans l'étude d'une zone humide qu'il s'agit d'une unité hydrologique incontournable dans la compréhension des bilans hydrologiques (Cosandey & Robinson 2000).

Pour compléter l'apport des documents cartographiques et des photographies aériennes, l'utilisation d'outils géomatiques tels qu'ArcGis, a permis d'organiser, de mesurer et de créer une base de données géographique. L'utilisation de données géoréférencées a facilité la superposition des informations spatiales et donc leur analyse. Ces outils utilisés sur le cas de la tourbière de Ribains, se sont révélés très pratiques, notamment lors de son étude diachronique.

4.2.2. L'étude topographique et paléo-topographique des tourbières

Les levés topographiques ont été réalisés à partir d'un tachéomètre Leica TC 403 L. Ce travail de restitution de la topographie de surface est indispensable dans la compréhension du fonctionnement hydrologique ou de la répartition de la végétation. Outre la fourniture d'informations précieuses sur la topographie, le tachéomètre permet de repositionner précisément des objets (sondages, mesures, équipement...) dans l'espace, qu'il s'agisse de coordonnées relatives ou géographiques.

Pour restituer les paléotopographies de la base des tourbières, les levés topographiques de surface sont doublés de sondages à la barre et de carottages. L'utilisation d'une barre filetée, composée de rallonges d'un mètre raccordées entre elles par un manchon, permet de bien ressentir les contacts des sédiments traversés. Le filetage fait crisser la barre lorsqu'elle rencontre des faciès non organique, ce qui permet ainsi de mieux sentir la présence de passées minérales. Cette méthode s'applique parfaitement sur les tourbières reposant directement sur substrat rocheux ou sur des niveaux dont le matériel est suffisamment grossier pour être ressenti à la barre. En revanche, lorsque la granulométrie du matériel qui repose à la base de la tourbe est trop fine, la barre de sondage pénètre indistinctement la tourbe et les sédiments sous-jacents. Ce cas de figure est particulièrement vrai lorsqu'il s'agit de matériaux à texture limoneuse. A Ribains par exemple, la tourbe repose sur ce type de sédiments ce qui ne permet pas de mesurer précisément les épaisseurs de tourbe avec cette seule méthode. Si les sédiments fins deviennent trop argileux, le matériel est à nouveau très compact, collant et donc plus difficile à traverser à la barre. Afin d'évaluer le risque d'erreur, il est donc indispensable de réaliser des sondages à la tarière ou des carottages pour vérifier la stratigraphie en quelques points. L'utilisation d'un radar sensible aux différences de permittivité peut également donner de bons résultats. Cette dernière méthode a été utilisée avec succès dans les tourbières des Hautes-Fagnes par nos collègues belges (Wastiaux 2000),

de même que sur quelques sites du Massif Central oriental granitique (Cubizolle 2005). Nous n'avons malheureusement pas pu tenter l'expérience dans le Devès.

4.2.3. La restitution des stratigraphies

Le travail de restitution des stratigraphies demande beaucoup plus de temps et d'énergie car il implique d'effectuer un grand nombre de carottages indispensables à l'observation et à la compréhension de l'organisation stratigraphique. De ces observations de terrain dépend la qualité des échantillonnages prélevés pour les analyses complémentaires faites en laboratoire.

4.2.3.1. Les méthodes de carottage

Dans la tourbe, les carottages sont réalisés à partir d'un carottier manuel russe (Belokupitov & Beresnevitch 1955). Il permet d'observer les séquences stratigraphiques et de prélever les échantillons directement sur le terrain, quelle que soit la profondeur, tout en provoquant le moins de perturbations possible. Ce matériel a également l'avantage de limiter, mais pas d'exclure, les risques de pollution dommageables pour la datation par le radiocarbone et l'analyse pollinique (Beaulieu (De) & Reille 1978 ; Beaulieu & Reille 1978 ; Barber 1984).

Le carottier manuel russe utilisé possède un corps de 600 mm de longueur pour un diamètre de 55 mm. Ces proportions lui confèrent une bonne pénétration dans la tourbe mais ne permettent pas de retirer suffisamment de matériel pour effectuer plusieurs types d'analyses sur un même prélèvement. Dans ce cas, plusieurs carottages sont réalisés sur un périmètre très réduit de l'ordre d'une vingtaine de centimètres afin de réduire au maximum les décalages stratigraphiques. Lors des prélèvements pour les analyses palynologiques, les sondages sont effectués selon la méthode des prélèvements alternés (Vergne 1989) à partir de deux points de sondages très proches l'un de l'autre. Les sondages sont ainsi effectués alternativement dans l'un, puis dans l'autre point de sondage. De cette façon, il est possible de prélever des carottes de tourbe dont la partie supérieure n'est pas perturbée par la pointe du carottier du prélèvement précédent.

Lorsque la nature du remplissage ne permet pas d'utiliser le carottier manuel russe, deux autres outils sont alors utilisés : la tarière pédologique et le carottier sédimentaire à

percussion. La tarière pédologique a surtout l'avantage d'être légère et rapide d'utilisation, mais le matériel prélevé est souvent perturbé, ce qui n'autorise pas une vision très nette des contacts entre les différents horizons. Cette technique est cependant suffisante pour une première appréciation de la stratigraphie. Le carottier sédimentaire à percussion Makita HM 1800, disponible au laboratoire du CRENAM, permet quant à lui de pénétrer dans des niveaux plus résistants et d'atteindre des profondeurs plus importantes. En revanche, outre son poids et son encombrement particulièrement importants, il a l'inconvénient de tasser le matériel et donc de le déstructurer. De plus, il n'est guère possible de récupérer une carotte d'un seul tenant sans perturber la colonne sédimentaire.

4.2.3.2. La description des carottages

La description des carottes est réalisée sur le terrain, dès l'extraction. L'objectif est de décrire précisément *« les principaux faciès composant la séquence et d'identifier macroscopiquement la zone de contact entre l'accumulation tourbeuse et les dépôts non organiques sous-jacents. Les observations concernent donc le caractère organique ou minéral du matériel, les textures, les couleurs, les degrés d'humidité et de décomposition »* (Cubizolle 2005). L'absence de référentiel, du fait de la très grande variabilité des faciès rencontrés selon les contextes hydro-bio-géographiques ne facilite pas la description. Celle-ci se fait à la vue, au toucher et même parfois au goûter pour déterminer ou non la présence de particules minérales fines. La description du matériel doit en effet être la plus complète possible afin de faciliter la comparaison du matériel d'une carotte à l'autre, d'une couche à l'autre, d'un site à l'autre. Les prises de notes doivent donc être rigoureuses et selon un protocole le plus proche possible sur chaque point de sondage et sur chacun des sites étudiés.

Afin de minimiser au maximum la part subjective des descriptions de terrain, nous utilisons le **code couleur Munsell** (Munsell Color 1992), sur matériel humide, immédiatement après le carottage pour limiter au maximum les changements de couleur dus au contact avec l'oxygène. Les degrés d'humidité et de décomposition sont estimés au moyen du **test de Von Post** (Von Post 1924). Ce test consiste à presser un échantillon de matériau organique tenu à l'intérieur de la main fermée : on observe la couleur de la solution qui s'échappe entre les doigts, la nature des fibres et la proportion de l'échantillon original qui reste dans la main (figure 20). L'échelle ordinale d'humification de Von Post se décline avec des valeurs comprises entre H1 et H10 (annexe 1 ; Parent 2001).

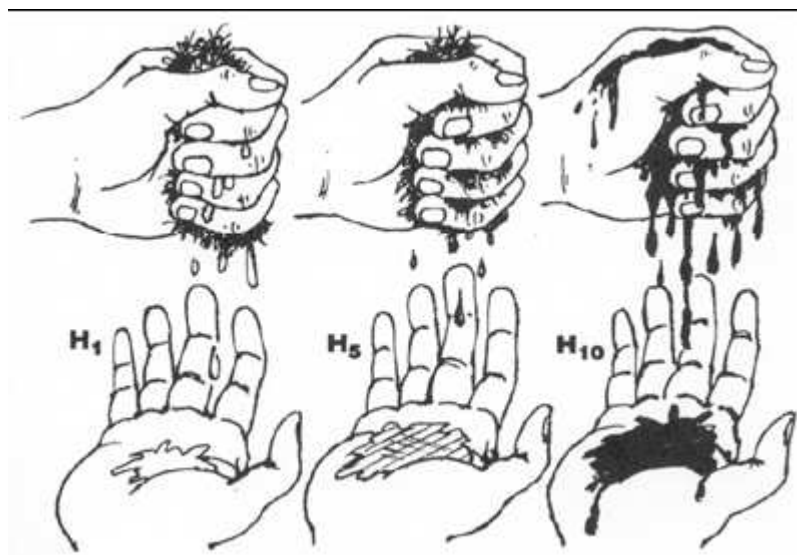


Figure 20 : Test de Von Post (Service Des Traitements Sylvicoles 1993)

La fiabilité de ce test est unanimement reconnue lorsque la tourbe est bien chargée en eau. Toutefois, il « *sous-estime le degré de décomposition des tourbes asséchées ou drainées, car ces matériaux sont compressibles et de structure grumeleuse* » (Parent 2001). Dans ce cas, la classification du degré de décomposition des tourbes se fait sur la base de l'observation *de visu* en comparant la nature et la taille des fibres avec les résultats obtenus selon le test de Von Post, sur tourbe humide.

Enfin, la description des sédiments minéraux sur lesquels repose la tourbe, au même titre que la description des sols aux alentours de la tourbière, est effectuée selon les principes et les règles préconisés par Baize et Jabiol (Baize & Jabiol 1995).

Pour plus de précision, voici la procédure que nous nous sommes fixée lors des descriptions de tourbe par carottage :

Dans un premier temps, au moment de l'ouverture du carottier, pour éviter que les couleurs ne soient trop altérées par l'oxydation, nous notons les couleurs de chacun des faciès rencontrés à l'aide du code Munsell. Cette étape n'est pas obligatoire pour chacun des carottages surtout si les faciès rencontrés sont très similaires d'un sondage à l'autre. Elle permet essentiellement de déterminer des grandes classes de faciès. Sur une analyse fine, le choix de la couleur est trop tributaire des conditions de luminosité, des teneurs en eau, de la vitesse d'oxydation de la tourbe, qui se noircit au contact de l'air, ou simplement de la

personne en charge de cet exercice. C'est pourquoi, certains qualificatifs tels que : tourbe marbrée, couleur tabac ou pain d'épices, sont parfois utilisés pour qualifier simplement certains faciès.

Dans un deuxième temps, nous prélevons quelques échantillons dans les différents faciès de tourbe observés afin d'évaluer leur composition et leur état de décomposition. Pour cela, avec un couteau ou avec les doigts, nous observons la taille, l'organisation des fibres ainsi que le type de végétaux qui constitue le matériel. Enfin, nous réalisons le test de Von Post pour classer son état de décomposition sur une échelle de 1 à 10. Le test de Von Post permet d'évaluer l'état de décomposition de la tourbe mais aussi d'estimer sa teneur en eau.

Si la carotte de tourbe présente une grande variété de faciès, il est préférable, avec un couteau, de diviser la carotte en deux dans le sens de la longueur. Lors de la découpe, la résistance du couteau sur le matériel donne un premier indice sur les changements de textures. La vue en coupe est plus nette, plus propre et donc plus précise. L'une des deux moitiés peut alors servir pour le test de Von Post, la deuxième pour décrire la structure des fibres. Cette méthode est particulièrement utile pour détailler précisément la base de l'accumulation de tourbe.

4.2.4. Les méthodes d'échantillonnage

Pour obtenir des compléments d'informations sur les caractéristiques physico-chimiques de la tourbe, ou obtenir des données paléoenvironnementales, il est nécessaire de pouvoir prélever du matériel pour le laboratoire. Celui-ci est nettoyé et placé directement dans un sachet plastique à fermeture « zip », afin qu'aucune source de pollution ne puisse dénaturer l'échantillon, particulièrement lorsqu'il est destiné à la datation par le radiocarbone. Lorsqu'il s'agit d'une carotte complète de tourbe, celle-ci est glissée dans un demi cylindre de PVC, puis soigneusement enroulée dans du film alimentaire et scotchée.

Les échantillons sont ensuite stockés dans un congélateur afin de pouvoir conserver le taux d'humidité de la tourbe et stopper tout processus physico-chimique susceptible de dénaturer le matériel prélevé.

4.3. Les analyses complémentaires pratiquées en laboratoire

Afin de compléter le travail de terrain, différentes analyses sont effectuées en laboratoire. Cette étape est indispensable pour obtenir une bonne caractérisation des tourbes étudiées, des faciès de transition et des formations minérales sous-jacentes.

Il est évident que tout le matériel décrit sur le terrain n'est pas systématiquement prélevé pour analyses complémentaires. Il est utile d'acquérir une bonne connaissance des grands types de matériaux rencontrés sur un site afin de sélectionner au plus juste le matériel à échantillonner et optimiser ainsi le travail de laboratoire. Une colonne de tourbe type, représentative des tourbes rencontrées sur la tourbière considérée ou sur une partie de celle-ci peut alors être prélevée, étudiée en laboratoire et servir de référence pour les autres sondages. Il en est de même sur certains faciès atypiques et sur les formations minérales ou organo-minérales.

4.3.1. Le taux d'humidité

Pour calculer le taux d'humidité - ou teneur en eau - d'un échantillon frais, celui-ci est séché à 105°C à l'étuve pendant environ 48 heures. La différence, en pourcentage, entre le poids de l'échantillon frais et son poids après séchage à l'étuve, indique la quantité d'eau évaporée. Sec, il est alors possible d'estimer le taux de matière organique que contient l'échantillon par perte au feu.

4.3.2. La perte au feu

La perte au feu, exprimée en pourcentage, est la perte de poids d'un échantillon après calcination (à 600°C) pendant 5 heures, rapportée au poids initial. La part du matériel calciné donne une estimation de la quantité de matière organique contenue dans l'échantillon de départ. La part de matériel restant ou taux de cendre (en % du poids sec), traduit *a contrario*, la teneur de la tourbe en minéraux. Les pertes au feu ont été effectuées, pour l'essentiel, par Frédéric Gallice du service SPIN-Géochimie, Environnement, Ecoulements, Réacteurs et Cristallisation (GENERIC) de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne.

Les résultats obtenus restent toutefois à prendre avec précaution, en particulier pour les faciès enrichis en éléments minéraux. Il arrive parfois que les résultats obtenus soient assez variables sur un même niveau stratigraphique. La présence ou non d'éléments minéraux plus ou moins grossiers peut entraîner des différences importantes dans les poids secs. La présence de bois peut également perturber la mesure. Il « (...) *est donc inutile d'accorder une signification quelconque à des différences inférieures à 10%* » (Cubizolle 2005).

4.3.3. Le taux de fibres

La tourbe est formée de fragments de végétaux de taille très variable, plus ou moins enrichis en éléments minéraux, principalement dans les couches basales. Lorsque ces débris végétaux sont d'une taille supérieure à 200 μm , ils sont qualifiés, par convention, de fibres. Le taux de fibres correspond au poids sec de particules supérieures à 200 μm , par rapport au poids sec total utilisé pour le tamisage (en %). La mesure du taux de fibres dans un échantillon de tourbe est un très bon moyen d'évaluer le niveau de dégradation physique de la tourbe (Levesque & Diné 1982 ; Gobat *et al.* 1986). Lorsque le taux de fibres est supérieur à 40 %, la tourbe est qualifiée de fibrique ; si le taux est compris entre 40 et 10 %, la tourbe est mésique ; en dessous de 10 % de fibres, la tourbe est saprique ou humique (Levesque & Diné 1982).

En complément à cette méthode, un tamis de 50 μm est ajouté à celui de 200 μm . Cette étape permet de calculer la part des débris, supérieurs à 200 μm , compris entre 50 et 200 μm et inférieurs à 50 μm . Chacune de ces fractions est ensuite placée dans un triangle granulométrique (annexe 2 et 3) (Gobat *et al.* 1991) afin d'obtenir une lecture plus fine des résultats. Cette méthode ne donne de bons résultats que si le matériel est exempt de matériel minéral.

4.3.4. La granulométrie

Les analyses granulométriques ont été menées à sec (Miskovsky & Debar 2002) sur les fractions comprises entre 2 mm et 50 μm . La principale difficulté rencontrée dans la réalisation de ces analyses est la présence de matière organique en abondance dans certains faciès. Dans ce cas, les analyses n'étaient pas réalisées au laboratoire du CRENAM, mais

envoyées au laboratoire SADEF (Société Alsacienne pour l'Etude de la Fertilité) du Pôle Agro-Environnement d'Aspach dans le Haut-Rhin.

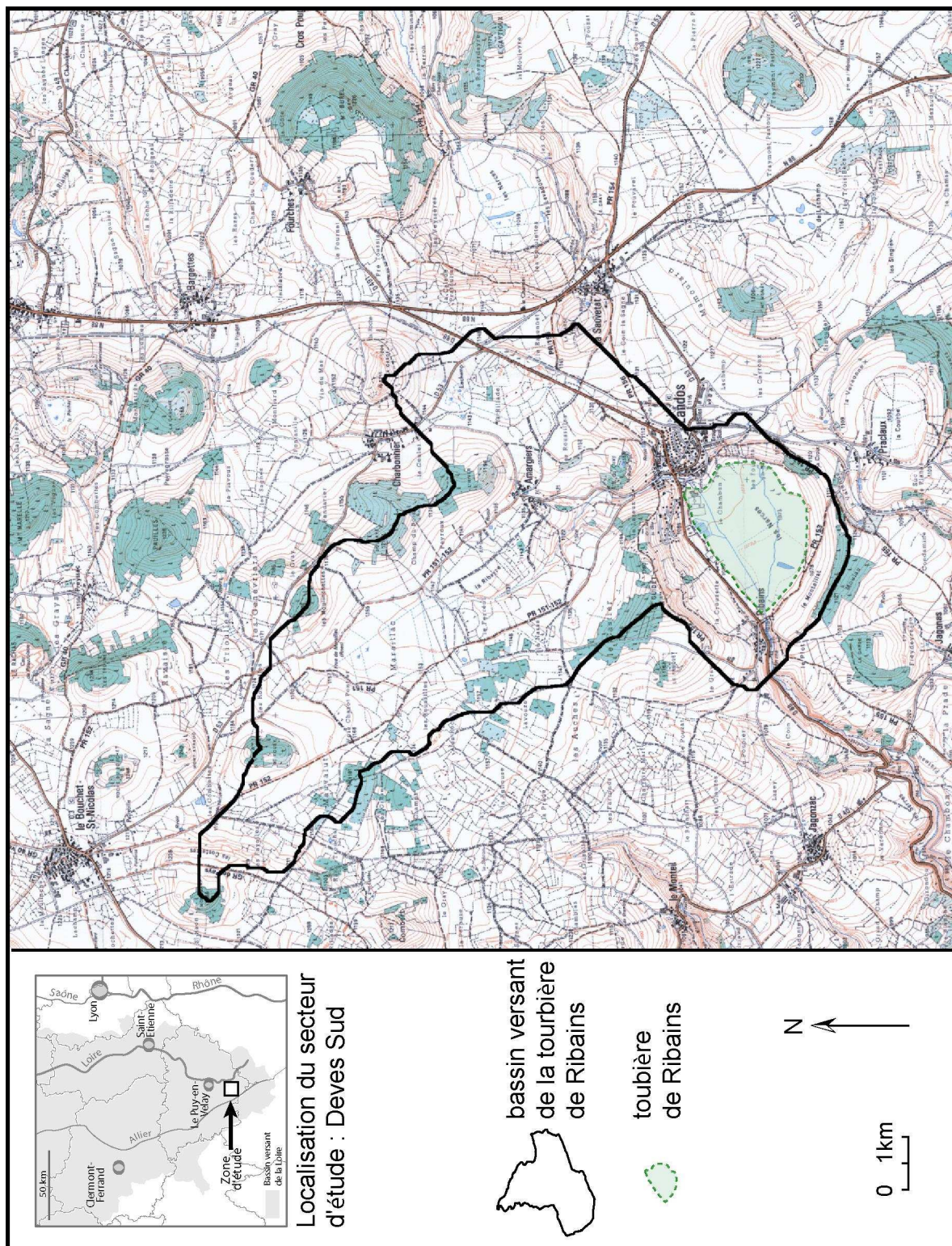


Figure 21 : Localisation du bassin-versant de la tourbière de Ribains à partir de la carte IGN

5. Le marais de Ribains : étude d'une tourbière de maar

Si des travaux scientifiques ont déjà présenté la richesse des informations paléoenvironnementales contenues dans les sédiments lacustres et la tourbe accumulés dans le maar de Ribains (Beaulieu & Reille 1985, 1992 ; Rioual 1995 ; Beaulieu *et al.* 2004 ; Rioual *et al.* 2007), aucun ne s'était attaché à en étudier son fonctionnement et sa dynamique récente. Ce site possède pourtant un potentiel scientifique très important et largement sous-estimé. L'évolution du site et l'histoire des interventions humaines sont indissociables. Ainsi, les activités agricoles et la relation affective qu'entretiennent les habitants de la commune de Landos avec « *leur marais* », font de ce site un cas d'étude privilégié dans l'étude des relations Hommes / milieux humides. De ces rapports étroits et complexes ont découlé un certain nombre de perturbations dans le fonctionnement naturel de cet écosystème. Reste encore à définir dans quelles mesures les différentes interventions humaines sur le marais et dans le bassin-versant ont affecté le fonctionnement hydrologique et l'écologie de la zone humide.

5.1. Présentation générale de la tourbière de Ribains et de son bassin-versant

5.1.1. La localisation géographique

La tourbière de Ribains est aussi appelée localement « marais de Ribains » ou « Narces de Ribains ». Celle-ci ne doit pas être appelée tourbière de Landos, au risque de la confondre avec son homologue landossienne, la tourbière de la Sauvetat, située à l'Est de la commune. A 1075 mètres d'altitude, Ribains est localisée au Sud du plateau, dans l'axe de la chaîne du Devès, à environ 7,5 km à vol d'oiseau du lac du Bouchet. Inscrite dans la communauté de commune du Pays de Cayres et de Pradelles, elle est située le long de la D 88, en bordure Ouest de la commune de Landos (figure 21).

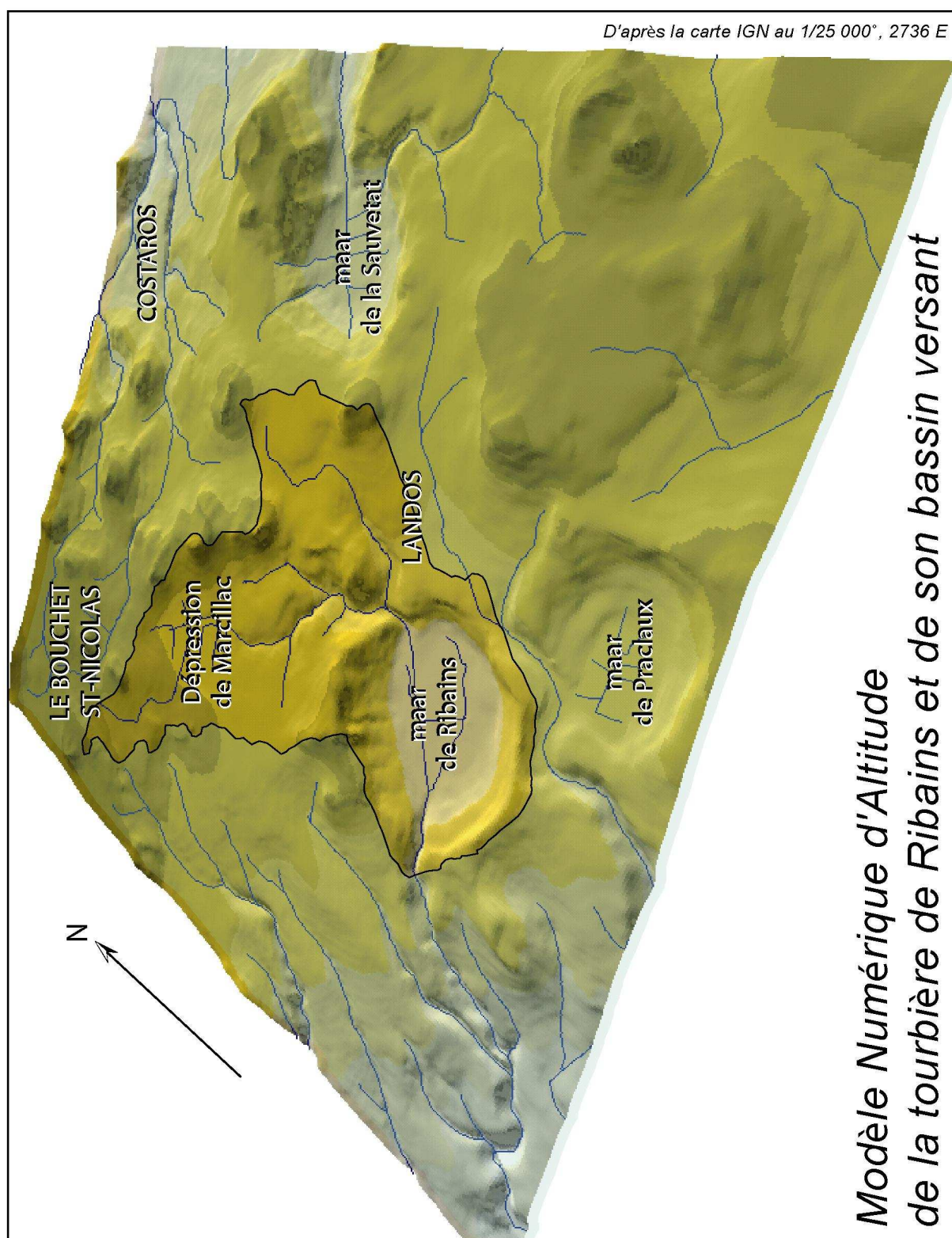


Figure 22 : Modèle Numérique d'Altitude du bassin-versant de la tourbière de Ribains

Cette tourbière est encaissée au centre d'un large cratère phréatomagmatique sub-circulaire de 1750 mètres de diamètre, soit d'une superficie d'environ 273 ha, alimenté par un bassin-versant beaucoup plus vaste estimé à 1184 ha. La surface de la zone humide représente aujourd'hui environ 65 ha contre près de 110 ha avant les interventions humaines des années 1980.

5.1.2. Le contexte hydro-géomorphologique du bassin-versant de la tourbière de Ribains

Sur ces plateaux basaltiques, il est très difficile de délimiter exactement les bassins versants. Pour plus de précision, celui de la tourbière de Ribains a été calculé à l'aide d'ArcGIS en prenant comme point d'exutoire le ruisseau des Empèzes à la sortie du cratère, soit au niveau du hameau de Ribains (figure 21). Compte tenu de la complexité des écoulements hydrogéologiques, notamment à proximité des cratères phréatomagmatiques de l'ampleur de ceux répartis sur la commune de Landos, et de la présence de nombreuses résurgences, il est évident qu'il s'agit du bassin-versant topographique (Cosandey & Robinson 2000). Rien n'exclut que le bassin d'alimentation de la tourbière de Ribains soit plus grand que celui cartographié (figure 21). Cette surface est donc à prendre avec précaution. De même, les écoulements cartographiés sur le Modèle Numérique d'Altitude (MNA) représentent le réseau hydrographique théorique simplifié, calculé à partir des données numériques de terrain. Le réseau actuel diffère du réseau théorique du fait des nombreux aménagements (drains, talus, canalisations, routes...) effectués dans le secteur. Malgré tout, le bassin-versant de la tourbière peut être divisé en trois sous-bassins versant distincts (figure 23) :

- le sous-bassin de Marsillac, le plus vaste avec 694 ha : situé au Nord de Landos et à l'Ouest des Amargiers il s'étend vers le Nord en direction du Bouchet-St-Nicolas, jusqu'à l'ancienne ferme de Marsillac,
- le sous-bassin de Charbonnier, 217 ha, c'est-à-dire la zone située à l'Est des Amargiers et dont la limite se situe approximativement à l'entrée Sud du hameau de Charbonnier,

- le sous-bassin du cratère de maar, 273 ha, qui comprend le marais de Ribains installé au cœur de la dépression, délimité très nettement par les versants du cratère.

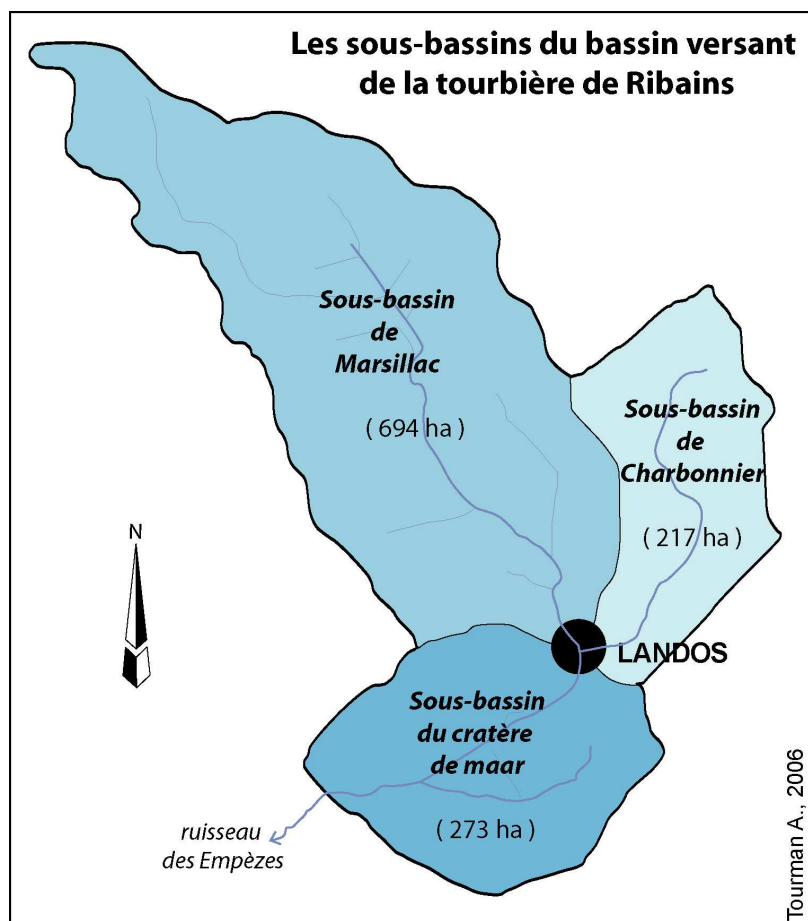
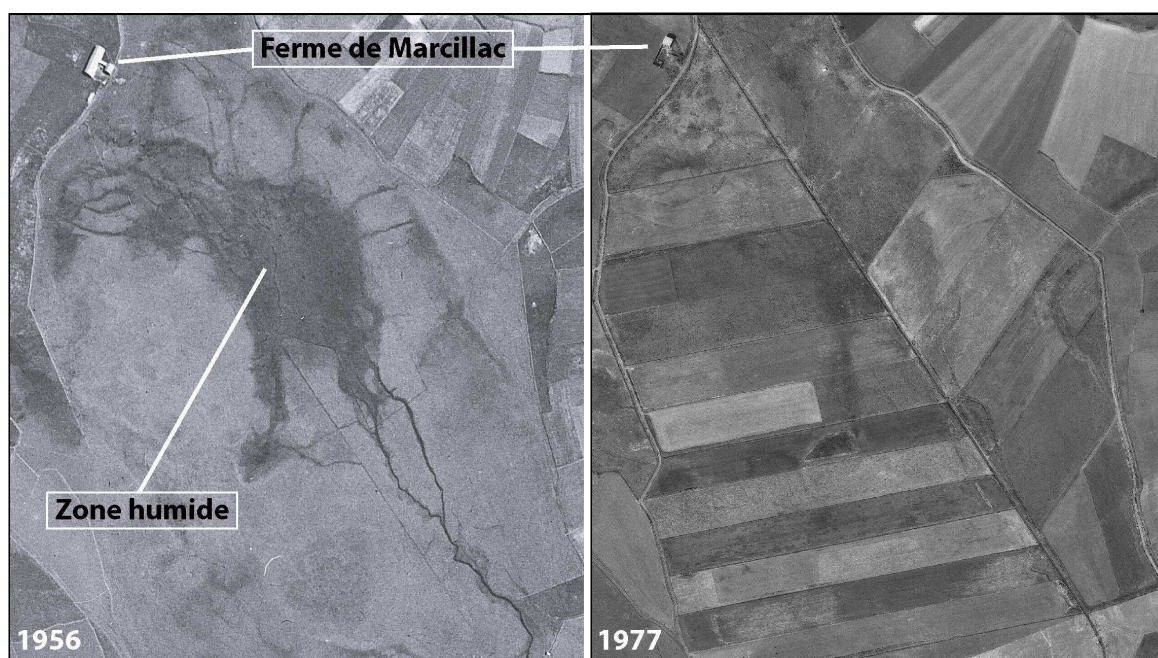


Figure 23 : Cartographie des trois sous-bassins versant de la tourbière de Ribains

5.1.2.1. Le sous-bassin-versant de Marsillac

La dépression de Marsillac est une ancienne zone humide d'une centaine d'hectares, comprise entre 1155 et 1145 m d'altitude. Plus qu'une véritable dépression, il s'agit d'un grand replat (figure 24) sur lequel les écoulements naturels, à l'origine de la zone humide, s'évacuent difficilement. Cette zone est alimentée sur sa partie amont (en contrebas de l'ancienne ferme de Marsillac) par plusieurs petites résurgences nettement visibles sur la photographie aérienne de 1956 (photographie 4). Depuis, d'importants fossés de drainage ont permis d'assécher cette zone et d'étendre les surfaces agricoles (photographie 4). Avant d'être complètement canalisé par un large fossé, le ruisseau des Amargiers qui se forme à la sortie

de cette zone humide, était beaucoup plus large. Il s'écoulait sur environ 2,5 km pour atteindre, 70 mètres plus bas, la tourbière de Ribains (figure 24). Aujourd'hui, il ne suit plus son tracé naturel que dans sa partie la plus encaissée, entre la partie aval de la dépression de Marsillac et l'entrée du village de Landos. Avec le drainage, la dépression de Marsillac a perdu sa fonction épuratrice. En aval, le niveau trophique de l'eau a considérablement augmenté en raison des pollutions d'origine agricole doublées d'une partie des eaux usées provenant de la commune du Bouchet-Saint-Nicolas. Selon plusieurs témoignages, avant ces aménagements, il existait encore une bonne population de truites dans ce ruisseau, mais celles-ci ont depuis disparu. Il ne reste plus actuellement qu'un filet d'eau fortement eutrophisé, difficile à suivre dont une partie est canalisée sous la commune de Landos.



Photographie 4 : Photographies aériennes de la zone humide de Marsillac, 1956-1987

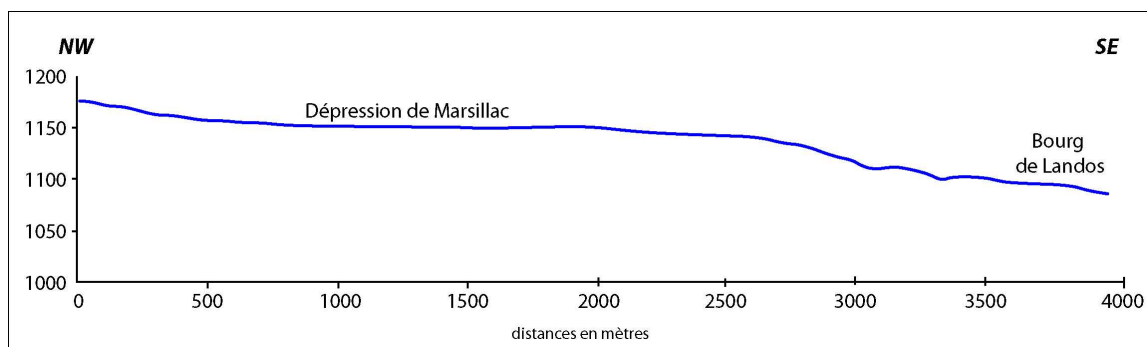


Figure 24 : Profil topographique longitudinal du sous-bassin de Marsillac

5.1.2.2. Le sous-bassin-versant de Charbonnier

La tête de versant de ce sous-bassin situé en contrebas du hameau de Charbonnier, est également marquée par la présence d'une zone humide, le Pâtural de Lachamp. Cette zone inscrite dans une petite dépression au pied d'une garde est drainée efficacement par plusieurs fossés. Le Pâtural de Lachamp, intégré dans le plan de restauration des zones humides du Devès engagé par le Conseil Général, fait l'objet d'un plan de gestion destiné à favoriser le maintien de la biodiversité. Pour ce faire, il est prévu d'installer un système de vannage à la jonction des fossés, en amont de l'exutoire, afin de maintenir au maximum une poche d'eau. Il est également prévu de maintenir un pâturage, voire de la fauche, autour de la zone humide et de gérer le développement excessif des saules.

En aval, l'eau de cette zone humide alimente une petite retenue située en bordure de la D88, 1 km avant d'entrer dans le bourg de Landos. L'eau restante s'écoule en direction du maar, le long de la route départementale. Dans ce dernier tronçon, marqué par une rupture de pente (figure 25), on observe une incision plus forte dans laquelle s'encaissent les eaux du sous-bassin de Charbonnier. Tout comme les eaux venues de Marsillac, celles-ci sont canalisées sous la ville de Landos et terminent leur chemin à l'entrée du cratère.

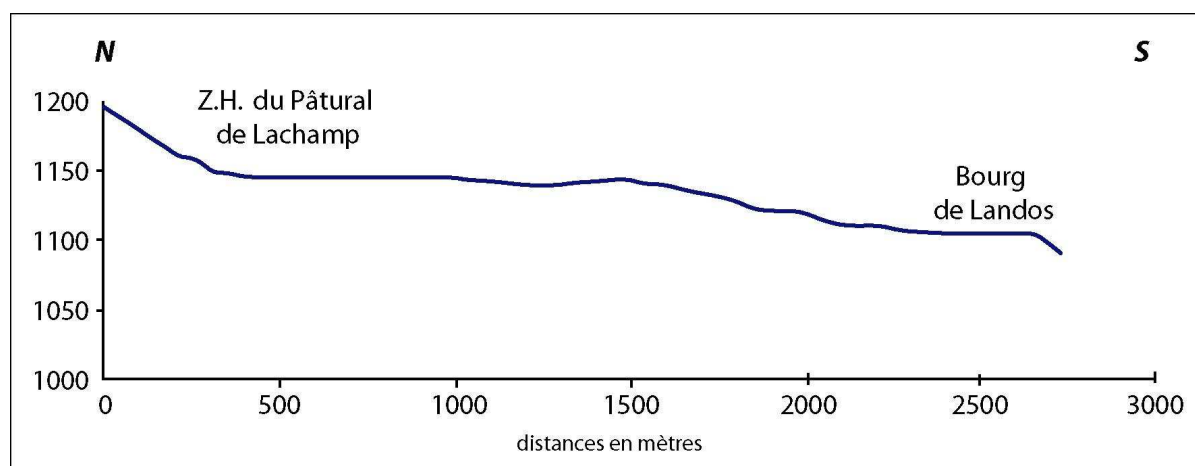


Figure 25 : Profil topographique longitudinal du sous-bassin de Charbonnier

En plus de la modification des écoulements naturels du bassin-versant de la tourbière, il faut également souligner la présence de plusieurs captages qui soustraient également une partie de l'eau destinée à la tourbière. Aucune information chiffrée ne nous a permis d'évaluer le volume de ces prélèvements en eau.

5.1.2.3. Le sous-bassin-versant du cratère de maar

Le troisième sous-bassin-versant est délimité par les sommets du cratère. Il s'ouvre sur le flanc Nord-Est du maar, au contact du bourg de Landos. Il récupère ainsi les eaux des deux sous-bassins amont qui convergent à l'emplacement du bourg, trait d'union entre les trois sous-bassins. Ce cratère quasi-circulaire d'environ 273 ha présente une nette différence entre le versant Nord à la pente plus marquée (proche des 20 %) et l'ensemble des autres versants (entre 13 et 14 %) (figure 26). Ainsi le versant Nord, plus raide et donc plus sensible à l'érosion n'est pas cultivé sur sa moitié la plus haute.

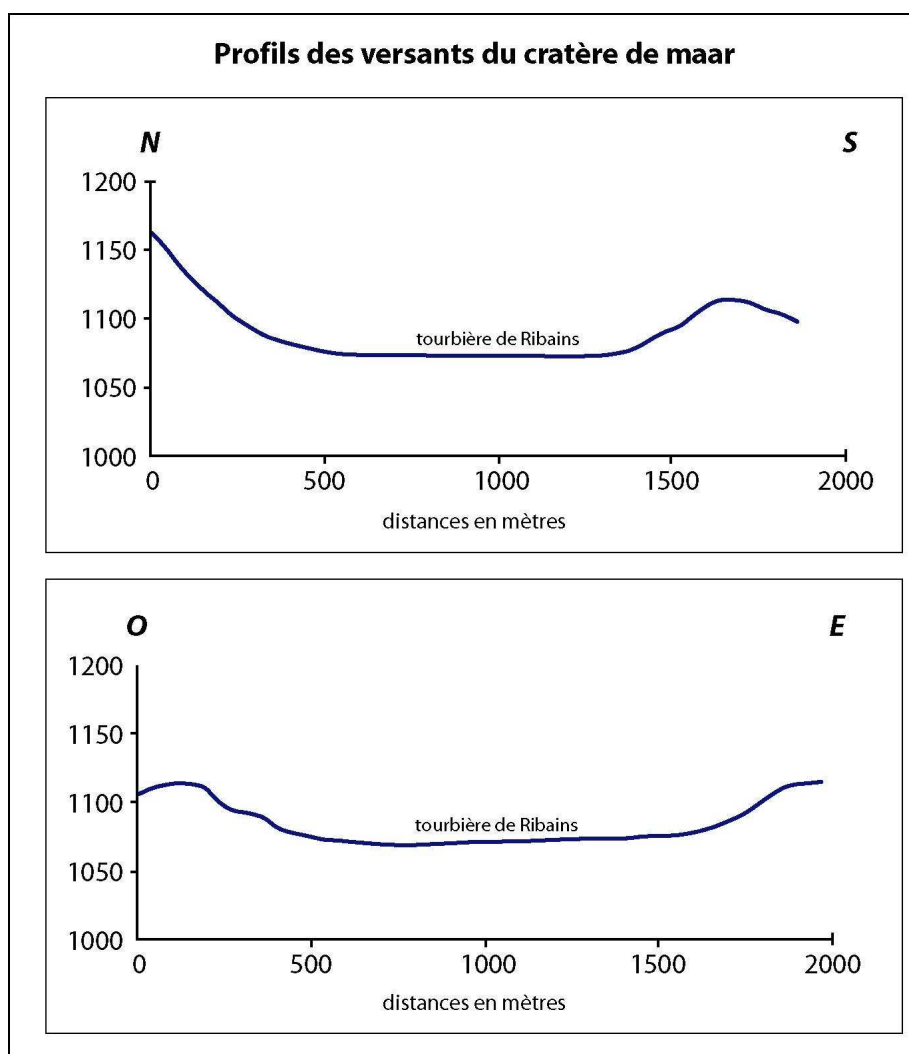
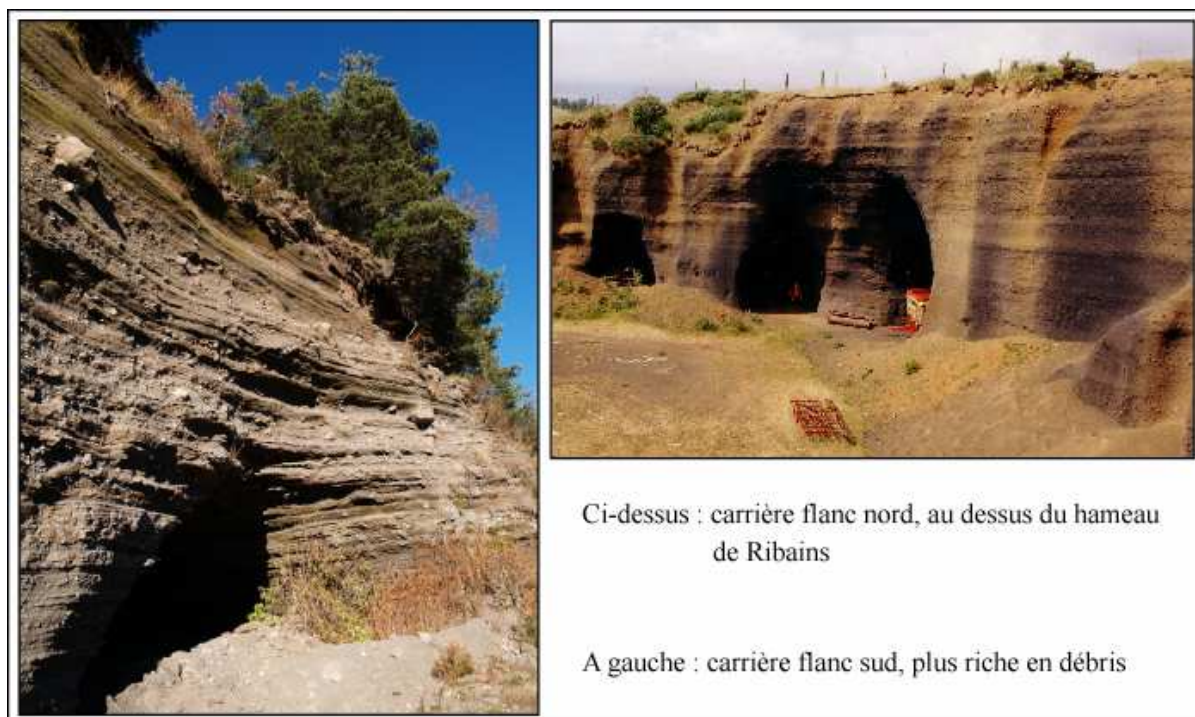


Figure 26 : Profils en travers du cratère de maar de Ribains

Sur les versants du cratère, les traces d'anciens prismes littoraux signalent la présence de paléo-rivages. Ces derniers témoignent de l'existence d'un lac au cœur du cratère dont les hauteurs d'eau étaient nettement supérieures au niveau de l'actuelle tourbière. Ces paléoformes se traduisent sur les versants par la présence de légères ondulations horizontales et rectilignes. Ces formes sont nettes sur les flancs Sud et Sud-Ouest (figure 26) mais ont été effacées par l'érosion sur les pentes plus fortes du versant Nord.

Au-delà de sa partie amont, ce bassin est alimenté par des résurgences situées en périphérie, au contact entre le versant et la tourbière. La principale source du marais de Ribains suffit à elle seule à alimenter en eau la commune de Landos. Son débit est estimé à 7,5 litres/secondes (environ 27 m³/h). En contrebas du bourg de Landos, la source dite « du Lavoir », située environ 15 mètres plus haut que la précédente, possède quant à elle un débit avoisinant les 3 litres/secondes (Bout 1958). *« En somme, l'explosion qui a donné naissance à ce cratère a tranché du même coup plusieurs assises de basaltes et de tufs et toute nappe aquifère présente dans ces couches a trouvé la possibilité de surgir en sources »* (Bout 1958). Ces multiples sources confirment l'idée selon laquelle le bassin-versant hydrogéologique (Cosandey & Robinson 2000) doit être plus complexe et très sûrement plus étendu que le bassin-versant topographique délimité sur la figure 21. L'origine de cette eau est de ce fait difficilement identifiable. Toutefois, son débit étant constant, elle doit être profonde. Bout souligne d'ailleurs qu'à l'extrémité Sud du plateau, entre Landos et Pradelles, la carapace discontinue de basalte laisse apparaître le socle granitique au contact duquel il est fréquent de voir apparaître des sources sous-basaltiques (Bout 1958). L'importance des débris du substrat cristallin (flanc Sud, photographie 5), mêlés aux projections volcaniques, témoigne de la proximité du socle et appuie l'idée selon laquelle le secteur doit être profondément fissuré. L'origine de l'eau qui alimente le maar de Ribains pourrait donc être la même que celle des sources sous-basaltiques qui s'écoulent en bordure de plateau, à plus ou moins 5 kilomètres de Landos.

La comparaison de la coupe de la carrière de Ribains sur le versant Nord avec celle de Praclaux, sur le versant Sud, nous permet d'observer une différence dans la nature et la granulométrie des dépôts. Le flanc Nord est essentiellement composé de scories fines de couleur rouge alors que le flanc Sud, présente un matériel plus hétérométrique, plus grossier et plus riche en débris issus du substrat, ce qui lui confère une teinte grise (photographie 5).



Photographie 5 : Carrières inscrites dans les flancs Sud et Nord du cratère de maar de Ribains

L'essentiel des sources qui s'écoulent vers le cœur du maar est réparti sur les flancs Sud de la tourbière. La principale résurgence et les autres plus réduites alimentent principalement le ruisseau de la source des Empèzes qui traverse lentement, d'est en ouest, la tourbière de Ribains. Celui-ci rejoint le ruisseau des Empèzes à la sortie de la tourbière puis s'encaisse dans un goulet d'étranglement incisé dans les formations meubles du versant occidental du cratère. Quelques dizaines de mètres plus loin, il entaille directement le basalte pour atteindre 170 mètres plus bas, soit à 900 mètres d'altitude, la vallée du Haut-Allier distante de 5 à 6 kilomètres.

Depuis le début des années 1980, un profond fossé de drainage a été creusé (photographie 7) entre l'entrée du maar et son exutoire. Il recueille les eaux des deux sous-bassins amont auxquelles s'ajoutent les eaux usées de la ville de Landos. Celui-ci, on le verra, joue un rôle important dans le fonctionnement hydrologique actuel de la tourbière.

5.1.3. La place des activités agricoles

Comme de nombreuses tourbières, les Narces de Ribains, au même titre que le marais de la Sauvetat (2 km à l'Est) (fig. 21), étaient exploitées autrefois en prairies (Bouzigues &

Favrot 1966). Sur le cadastre napoléonien (1833), le marais de Ribains est d'ailleurs divisé en deux, avec à l'ouest les pâtures et à l'est les prés. Cette activité s'est traduite par un travail du sol en ados, sur les marges de la zone humide, et par l'entretien d'un réseau de drains très dense (figure 28). Dans les années 1950, 30 à 40 exploitants se partageaient encore l'usage de ce marais. Il est encore possible de voir, occasionnellement, quelques troupeaux de moutons pâturer sur la tourbière ainsi que quelques petits troupeaux de bovins en bordure de la zone humide et sur les versants. Mais depuis une douzaine d'années, le pâturage traditionnel a été remplacé par un pâturage équin. Celui-ci s'étend de manière extensive sur toute la partie centrale du marais avec comme seules limites, le fossé de drainage d'un côté et le ruisseau de la source des Empèzes de l'autre. La disparition des pratiques traditionnelles est à mettre en relation directe avec les mutations agricoles des Trente Glorieuses et avec la régression des exploitations agropastorales (Fel 1962). En revanche, le plateau du Devès a connu un développement remarquable des cultures céréalières (blé, orge, seigle) et notamment de la lentille qui trouve ici des sols riches à caractère andique qui lui convient parfaitement. Ces cultures sont d'ailleurs très présentes sur les versants intérieurs du cratère où seules quelques parcelles sont encore consacrées au pâturage. D'autres parcelles, entre le fossé de drainage et la bordure Nord, initialement humides, ont également été drainées et transformées en terrains agricoles. L'inconvénient de la présence de ces activités en proximité de la tourbière, est qu'il n'existe pas de zone tampon, entre les zones agricoles et la zone humide. Par conséquent, des friches nitrophiles se développent au contact des deux entités. Enfin, les parcelles non exploitées sont concentrées en majorité sur les sommets et occupées par des pinèdes à pins sylvestres (*Pinus sylvestris*).

5.1.4. La tourbière de Ribains et ses enjeux socio-économiques

Il existe une relation de proximité entre le village de Landos et « *son marais* ». La ville de Landos surplombe et borde les limites du marais de Ribains. Ce dernier fait partie du patrimoine local et la notion d'interface, Homme / Milieu prend ici tout son sens. L'extrême morcellement de la structure foncière (plus de 150 parcelles) démontre une emprise forte de la population sur cette zone humide. Ainsi, au-delà du potentiel écologique que représente la tourbière de Ribains, des enjeux socio-économiques gravitent autour d'elle et relient d'autant plus la population à l'avenir de son marais. Ces enjeux autrefois sources de conflits très durs demeurent un sujet sensible.

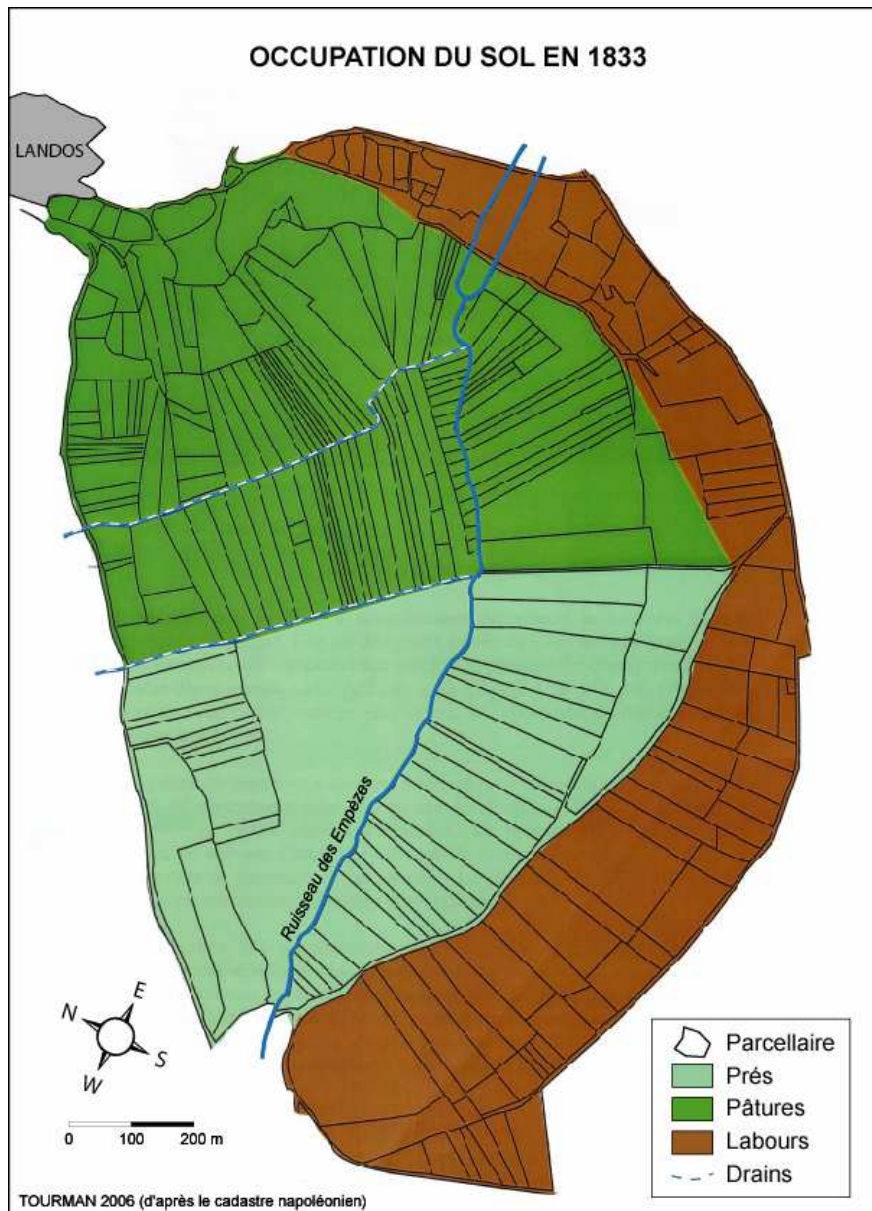


Figure 27 : Cadastre napoléonien des Narces de Ribains

Au début des années 1980, une crise majeure a ainsi éclaté à propos d'un projet d'exploitation de tourbe et de diatomite. Tout a commencé en 1981 à la suite d'un sondage réalisé par le BRGM pour le compte de la société Coframines (Compagnie Française des Mines). Ce sondage, doublé d'un autre en 1985, mettait en évidence la présence d'une épaisseur de plus ou moins 10 mètres de diatomites, reposant sous une vingtaine de mètres de sédiments lacustres et 3 à 4 mètres de tourbe (Beaulieu & Reille 1992 ; Rioual 1995). Le gisement avait été estimé à environ 5 millions de m³. Ce matériel issu de l'accumulation de carapaces, ou frustules de diatomées, est utilisé pour l'industrie dans de nombreux domaines

pour la fabrication de filtres ou d'abrasifs (Vizinet & De Reviers 1995), ce qui lui confère un intérêt économique intéressant.

En 1982, un premier bilan du gisement tourbeux est effectué (Bruhnes *et al.* 1982), et en 1986, la société Coframines présente un projet d'exploitation et de traitement de la diatomite. Le maire voit là un moyen de développer économiquement la commune et de créer des emplois. Selon la Société, 70 emplois auraient été créés, dont une trentaine localement. La perspective d'emplois fut le principal argument des défenseurs du projet. Le maire affirmait ainsi que 300 personnes à Landos pourraient vivre directement ou indirectement de la valorisation économique du marais. Cependant, ce projet suscita immédiatement de vives oppositions de la part des habitants de Landos à l'origine de la création, en 1986, d'un « Comité de Défense du marais » (Caron 2001). Il était évident, qu'en plus des conséquences écologiques, ce projet aurait apporté son lot de nuisances visuelles et sonores induites par l'extraction du minerai et porté un coup dur à l'image de la commune et du tourisme local. Par ailleurs, l'activité économique autour de la diatomite n'aurait été que temporaire, le volume exploité n'étant pas énorme.

Ce débat dépassa rapidement les limites de la Commune et suscita des prises de position dans tout le département. Face à la majorité départementale et notamment au Président du Conseil Général favorable au projet, le Mouvement National de Lutte pour l'Environnement (MNLE) et diverses associations et mouvements écologistes s'opposaient au projet. Durant ces quelques années, de multiples actions symboliques furent menées. Malgré cela, à la suite d'une enquête d'utilité publique, un arrêté ministériel du 23/10/90 instituait le marais de Ribains comme « zone spéciale de recherche et d'exploitation de carrières de diatomite » (Caron 2001).

Mais ce projet ne vit finalement pas le jour car une nouvelle équipe municipale s'opposa à sa mise en oeuvre. Depuis cette vive polémique ayant divisé les Landossiens, le marais est devenu un sujet sensible à tel point qu'il a été depuis totalement occulté des politiques locales. Tous travaux, mêmes scientifiques, nécessitent depuis une démarche préalable de communication et de sensibilisation auprès de l'ensemble de la commune.

Une autre crainte, potentiellement source de conflit, est également perceptible de la part des agriculteurs. L'étude pour le périmètre de protection du captage d'eau potable de la source des Empèzes rédigé par la D.D.A.S.S., précise clairement, que si la teneur en nitrates reste faible, « *elle dénote toutefois une répercussion de l'activité anthropique d'origine agricole (épandage d'engrais)* » et que la qualité bactériologique montre des traces de vulnérabilité

(Fremion 1989). En effet, les activités agricoles dominantes sur le bassin-versant de la tourbière, ne sont pas sans conséquence sur le milieu naturel de la région. L'agriculture constitue la première cause potentielle de pollutions de la ressource en eau du bassin-versant de la tourbière. Lorsque l'on considère les pollutions d'origine agricole, il faut englober celles dues aux cultures ainsi qu'à l'élevage. C'est pourquoi l'agriculture est largement impliquée dans les apports d'azote et surtout de ses dérivés, nitrates et nitrites, concentrés dans les engrais, les lisiers et les purins d'élevage. A cela s'ajoutent les produits phytosanitaires, tels que les pesticides, utilisés pour le traitement des cultures, source connue de dégradation de la ressource en eau. Face à ces responsabilités, les agriculteurs s'inquiètent que des mesures contraignantes soient prises afin de limiter la diffusion de ce type de polluants. Ce débat a été particulièrement explicite lors de la Commission de Pilotage du projet de valorisation et de restauration de la tourbière de la Sauvetat, à l'Est de la commune, qui a eu lieu en mars 2006.

Enfin, il existe aujourd'hui un véritable enjeu touristique et culturel autour du marais de Ribains qui représente, avec le marais de la Sauvetat, une véritable curiosité écologique et paysagère. Un travail de sensibilisation est d'ailleurs réalisé auprès des enfants scolarisés à Landos, afin qu'ils prennent conscience de la valeur de ce patrimoine et de son potentiel écologique.

La prise en compte de l'ensemble de ces enjeux socio-économiques a été au cœur de notre démarche. Il a ainsi fallu organiser une discussion publique avec les habitants de la commune, afin de présenter clairement les objectifs de cette recherche et ne pas réveiller de vieux débats, particulièrement lors des campagnes de sondages.

5.2. L'analyse diachronique de l'évolution du marais de Ribains au cours des cinquante dernières années

Selon de nombreux témoignages, il semblerait que le marais de Ribains ait connu de nombreux changements au cours des cinquante dernières années. Afin d'observer cette évolution, nous avons opté pour une analyse reposant essentiellement sur l'étude de 4 photographies aériennes, ainsi que sur différents rapports et témoignages.

Années	Références	Echelles	Types
1956	F 2736-2936	1/25 000 ^{ème}	noir & blanc
1977	2807 FR	1/25 000 ^{ème}	noir & blanc
1987	IFN 15-43	1/17 000 ^{ème}	noir & blanc
2000	FD 15-43	1/25 000 ^{ème}	couleur

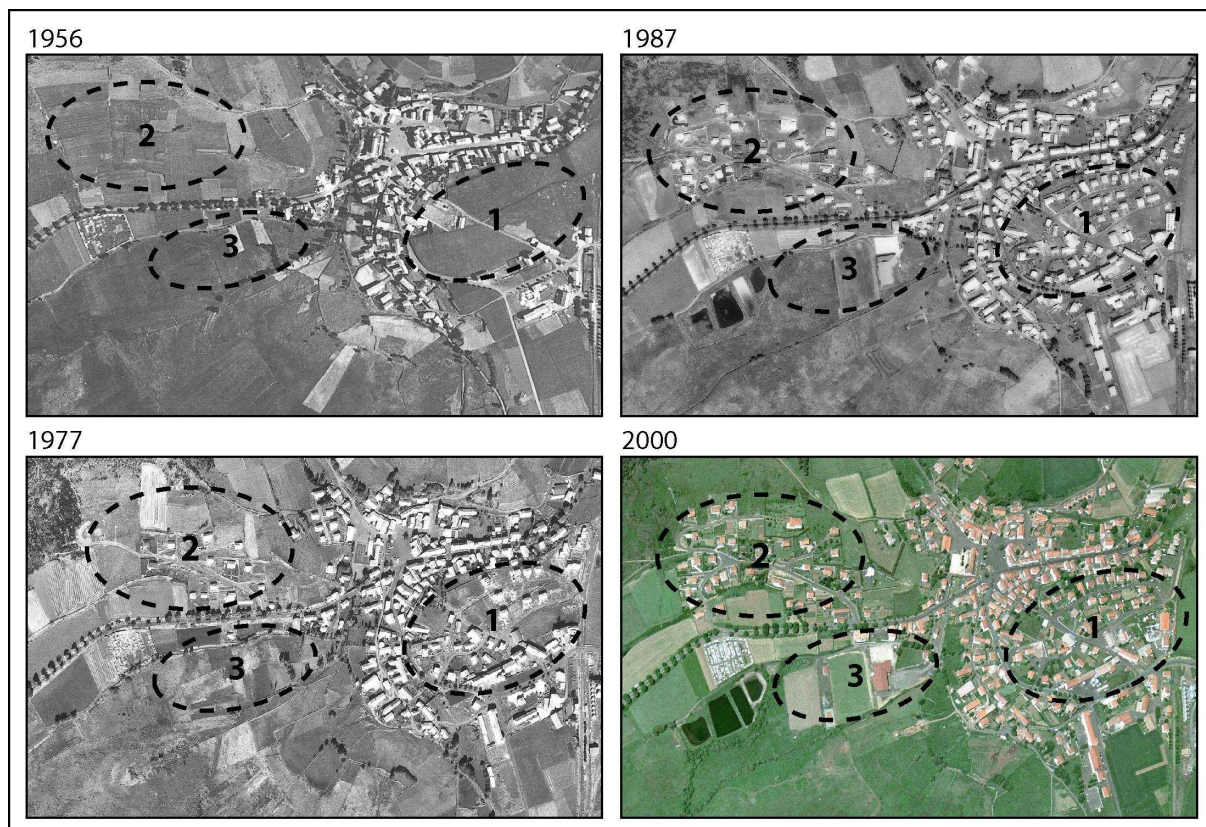
Tableau 2 : Références des photographies aériennes utilisées pour l'analyse diachronique

Cette analyse diachronique permet d'observer les principaux changements qui ont eu lieu ces dernières décennies sur la tourbière et dans son bassin-versant et nous fournit de précieuses informations sur son évolution. Cette approche est un complément fort utile au travail de terrain.

Depuis 1956, plusieurs transformations sont aisément identifiables, en périphérie d'abord puis au cœur de la tourbière. Malheureusement la qualité de la photographie de 1956, très sombre, ne permet pas d'aller très loin dans l'analyse. La zone humide semblait beaucoup plus homogène et plus étendue qu'à l'heure actuelle. Le paysage végétal, dépourvu d'arbres, se caractérisait par des espèces herbacées. Quelques parcelles nettement délimitées témoignent qu'une activité agropastorale était encore présente en périphérie. Il faut attendre les années 1970 pour observer les premiers bouleversements.

5.2.1. Les conséquences du développement urbain

Malgré une baisse d'environ 10 % du nombre de ses habitants sur les 15 dernières années, la commune de Landos, qui compte actuellement près de 900 habitants, a exercé une pression accrue sur la tourbière au cours des trente à quarante dernières années. L'étude diachronique des photographies aériennes permet de voir comment le bourg de Landos s'est étendu (photographie 6). Depuis le milieu des années 1970, on observe une accélération des constructions sur l'ensemble de la commune. La plupart des nouvelles constructions se font, entre l'ancienne gare de chemin de fer, au Sud-Est du bourg, et la place centrale (zone 1, photographie 6), mais également sur les marges, avec un nouveau lotissement sur le versant Nord-Est du cratère (zone 2, photographie 6) et enfin à l'intérieur de la zone humide, entre la station d'épuration et le bourg (zone 3, photographie 6). Face à cette augmentation de la population, la commune a été dans l'obligation de modifier son système d'évacuation des eaux usées. Jusqu'à cette période, l'essentiel des eaux usées étaient acheminées directement dans la tourbière. Celle-ci jouait alors un rôle d'épuration de l'eau.



Photographie 6 : Evolution des principales zones d'urbanisation de la commune de Landos, entre 1956-2000

Dans le rapport établi en 1982 pour évaluer le gisement tourbeux (Bruhnes *et al.* 1982), il est inscrit qu'il convient de ne pas comptabiliser le volume de tourbe qui se trouve « *sous les 5 hectares de marais qui servent actuellement de champ d'épandage pour les égouts de la ville de Landos. Cette partie du gisement est en effet largement « digérée » par l'intense activité bactérienne qui règne dans cette zone. La qualité de la tourbe qui pourrait être éventuellement extraite serait probablement peu utilisable car beaucoup trop polluée* ». Certains témoignages ont fait référence aux désagréments que pouvait occasionner cette zone pour les riverains ; odeurs, pollution visuelle. En réponse à ce problème, il a été choisi de canaliser sous la commune les eaux des sous-bassins amont et creuser un large fossé de drainage afin de conduire ces eaux directement à l'exutoire de la zone humide. En complément de cette mesure, dans la zone humide touchée par cette pollution, il a été creusé une série de drains, ainsi que 4 bassins de lagunage - d'une profondeur de 1,1 mètre et aux superficies respectives de 3000, 2800, 1690 et 1187 m² - pour une capacité de traitement de 1000 équivalents habitants. Ces travaux ont eu lieu au cours de l'année 1984. Ils ne permettent pas toutefois de traiter la totalité des eaux qui se jettent dans le ruisseau des

Empèzes. Compte tenu des coûts trop élevés et de la dispersion de l'habitat, il est difficile actuellement d'envisager un traitement techniquement plus performant.

Si ces aménagements ont permis d'assainir cette zone, ils ont modifié son bilan hydrique en abaissant de manière importante le niveau de la nappe. Dès lors, un certain nombre d'infrastructures sportives (gymnase, terrain de foot, terrain de pétanque) ont été construits sur le marais, aux abords de la station de lagunage (zone 3, photographie 6).

5.2.2. La structure foncière et le réseau de drainage

Le cadastre napoléonien et ses plans parcellaires à grande échelle fournissent des données complètes et fiables sur l'occupation des sols à l'époque des levés. L'organisation du parcellaire peut ainsi nous fournir des informations précieuses pour mieux comprendre l'aménagement de la zone humide à cette époque. Dans ce cas, le cadastre napoléonien, daté de 1833, montre une bonne correspondance entre les limites foncières (figure 27) et le réseau de drainage (figure 28). Ce réseau de drainage était donc déjà existant, voire peut être même plus dense, dès le début du XIX^{ème} siècle. Il est probable que les premières traces de drainage correspondent aux premières utilisations pastorales de la tourbière.

Dans un premier temps il apparaît clairement que la zone humide est divisée en deux zones : pâtures à l'est et prés à l'ouest. Dans la zone de pâture, le parcellaire est beaucoup plus dense, particulièrement dans la partie centrale. Mais quelle est l'origine de cette division ? La réponse à cette question a été élucidée grâce à l'étude topographique présentée ultérieurement (cf. 5.3.1). En effet, sur le profil topographique en long de la tourbière (figure 30), on remarque une rupture topographique entre la partie est et la partie ouest. Cette zone de rupture correspond parfaitement à cette limite foncière. La zone ouest, plus basse topographiquement et moins pentue devait avoir l'aspect d'une prairie plus humide, moins favorable à la mise en place d'un pâturage. *« Cette cuvette reçoit toutes les eaux de ruissellement du bassin, et les écoule difficilement par un ruisseau à pente douce qui se jette dans l'Allier. De ce fait, toute la partie centrale du marais est fréquemment inondée (Direction Des Mines 1949) »*. Ainsi, la partie orientale, sans doute plus praticable a été privilégiée et prioritairement drainée.

Sur la cartographie réalisée à partir d'une photographie aérienne de 1956 (figure 28), on constate en revanche que des drains ont été creusés sur l'ensemble de la partie sud, entre le

versant du cratère et le ruisseau de la source des Empèzes, sans distinction d'un côté à l'autre de la limite foncière Est / Ouest. Les drains sont toutefois légèrement plus nombreux dans la partie Sud-Est du fait de la présence plus importante de résurgences dans ce secteur de la tourbière. En effet, à la différence de la zone centrale, cette partie de la tourbière, plus étroite, est délimitée naturellement vers l'intérieur par le ruisseau des Empèzes et vers l'extérieur par la limite des versants. Cette organisation longitudinale et la pente légère drainant naturellement une partie de l'eau vers le ruisseau explique facilement l'orientation du parcellaire dans cette partie Sud de la zone humide. Les successions régulières de couches à incendie dans la tourbe sont d'ailleurs plus récurrentes et plus profonde du côté Sud-Ouest. Cette observation traduit une utilisation sans doute plus ancienne et plus récurrente dans cette partie de la tourbière plutôt que dans la partie centrale, plus vaste et moins accessible.

A l'Est, en contrebas du bourg de Landos, en plus du drainage, une partie des terrains est délimitée par des murets en pierres. Ce parcellaire, moins rectiligne, à cheval entre la zone humide et le versant et plus proche du village est sans doute plus ancien.



Photographie 7 : Fossé de drainage dans la partie centrale des Narces de Ribains

L'organisation du parcellaire et du réseau de drainage semble indiquer que la moitié Ouest de la partie centrale était plus humide et donc plus contraignante et moins rentable dans le cadre des activités agropastorales encore largement pratiquées jusque dans les années 1950.

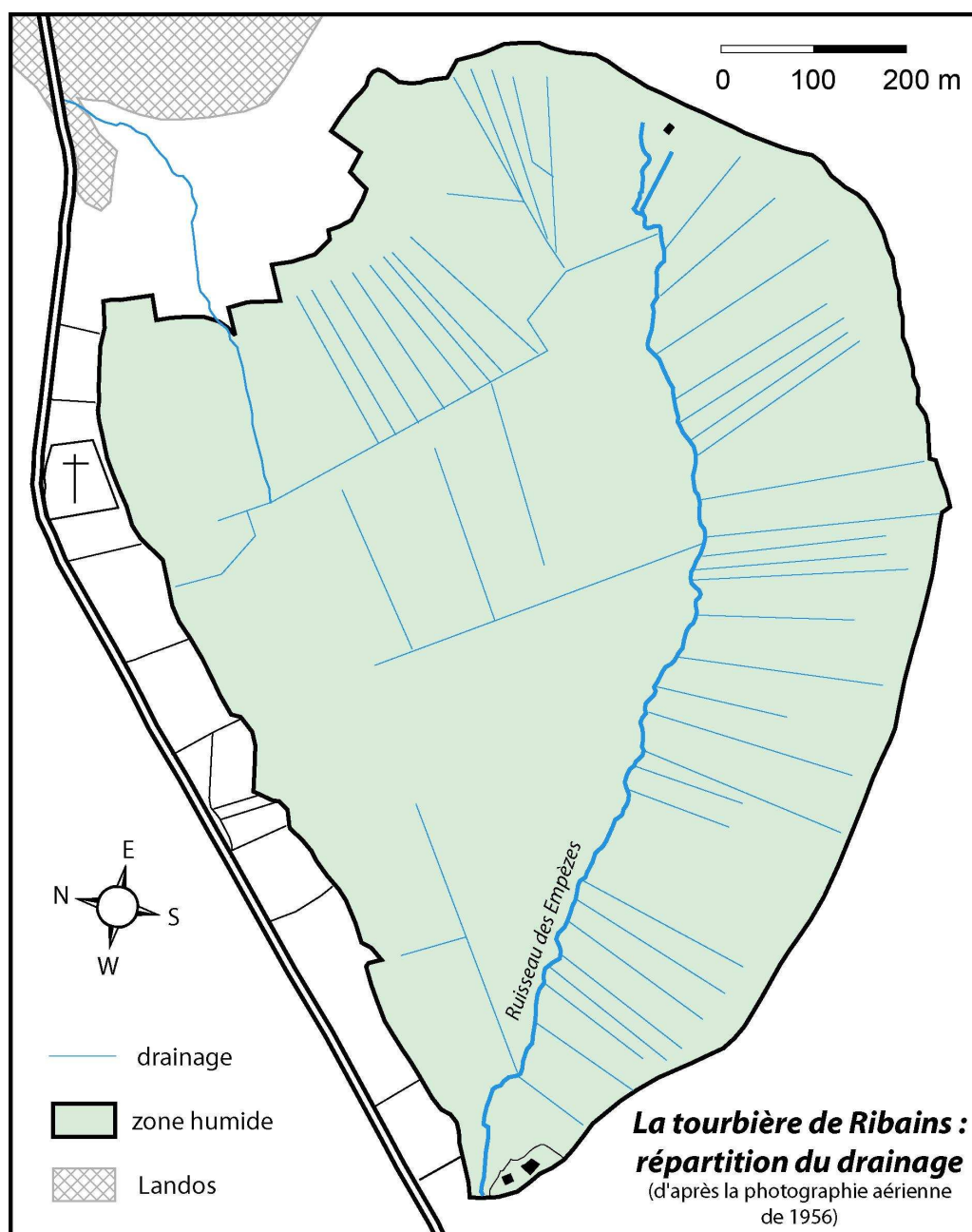


Figure 28 : Répartition du drainage sur la tourbière de Ribains en 1956

Par la suite, avec l'arrêt de ces pratiques, l'entretien du réseau de drainage a été abandonné provoquant ainsi sa disparition progressive. La comparaison des photographies aériennes entre 1956 et 2000 montre clairement cette évolution.

Aujourd'hui, seul le **fossé de drainage creusé en 1982**, d'est en Ouest sur la tourbière, entre Landos et Ribains, est efficace. Mais à la différence de l'ancien réseau de drainage, ce fossé a été creusé profondément lui conférant ainsi une performance sans commune mesure avec ses prédécesseurs. Dans sa première moitié, le fossé peut atteindre plus de 2 mètres de

profondeur pour une largeur d'environ 3 mètres (photographie 7). Sa largeur, comme sa profondeur **semble afficher la ferme volonté d'abaisser sensiblement le niveau de la nappe d'eau de la tourbière.**

5.2.3. Le développement des ligneux

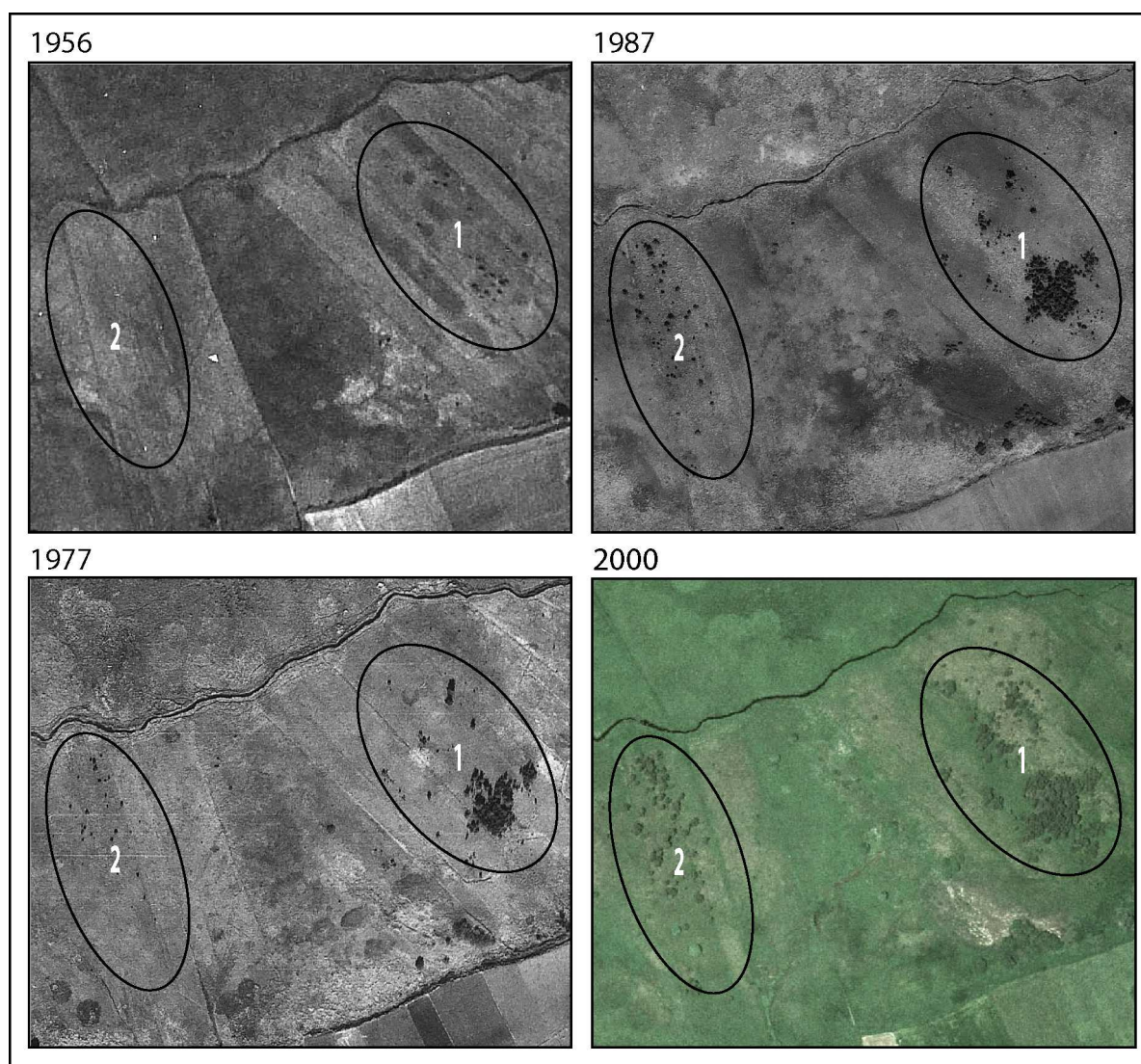
Le principal changement visible sur les photographies aériennes est le développement des ligneux. Sur la photographie de 1956, les arbres sont pratiquement inexistants alors qu'actuellement plusieurs zones arborées se distinguent. Au delà des quelques arbres qui sont apparus ponctuellement sur la surface de la tourbière, trois secteurs s'individualisent clairement :

- La partie sud avec une colonisation de pins sylvestres (*Pinus sylvestris*).
- L'ouest de la tourbière, en bordure et à proximité de la fosse de tourbage avec l'apparition d'une saulaie inondable et d'un petit un îlot mésotrophe.
- Le long du fossé de drainage, avec le développement d'une ripisylve à Saule Marsault (*Salix caprea*), Peuplier tremble (*Populus tremula*) et Saule roux (*Salix acuminata*).

5.2.3.1. Le développement des pins sylvestres

Sur la partie Sud de la tourbière, on observe deux foyers de colonisation de pins sylvestres (*Pinus sylvestris*). Le premier foyer de colonisation (photographie 8, n°1) a commencé à apparaître vers le début des années 1950. Bouzigues & Favrot (1966) ont écrit à ce propos, qu' « une vingtaine de pins ont poussé naturellement dans la zone partiellement exondée ». Ce premier îlot s'est ensuite développé rapidement au cours des années 1960-1970, puis a commencé à s'étendre vers l'intérieur de la tourbière. Actuellement il borde pratiquement la source des Empèzes. Approximativement à 150 mètres à l'Ouest, un deuxième noyau de colonisation commence à apparaître vers le milieu des années 1970 et s'affirme à partir des années 1980. Actuellement celui-ci forme un îlot dense, en bonne santé et bordé de jeunes pousses. De nombreux jeunes pins apparaissent encore, laissant présager la fermeture de cette partie de la tourbière. On distingue aujourd'hui nettement un stade pionnier arbustif éclaté et un stade plus âgé à plus grande densité d'arbres (Seytre 2003).

La principale source de dissémination, provient d'une large parcelle de pins qui surplombe directement la première zone de colonisation. Pour que ces pins n'aient pas colonisé plus précocement la tourbière, il a fallu que les conditions qu'elle offrait ne soient pas suffisamment favorables. Il est possible que les pratiques agropastorales ou un niveau de nappe trop élevé aient contenu la progression des ligneux. Ainsi, la disparition des activités agropastorales aurait permis la progression rapide des pins sylvestres. D'un autre côté, l'abaissement brutal des conditions hydriques, en réponse probablement à un drainage plus efficace, aurait également pu avoir les mêmes conséquences. Rien n'exclut toutefois que ces deux explications se soient combinées. Néanmoins, la deuxième explication semble plus plausible, dans la mesure où les premiers pins ont commencé à se développer dans les zones partiellement exondées (Bouzigues & Favrot 1966).



Photographie 8 : Progression des résineux de la zone Sud entre 1956-2000

Au rythme actuel, il est possible d'envisager que les deux îlots se réunissent d'ici une cinquantaine d'années. Quoi qu'il en soit, cette progression n'a rien de comparable avec celle du Marais de Limagne dont la colonisation a été très rapide et a touché l'ensemble du site.

5.2.3.2. Les abords de la fosse de tourbage

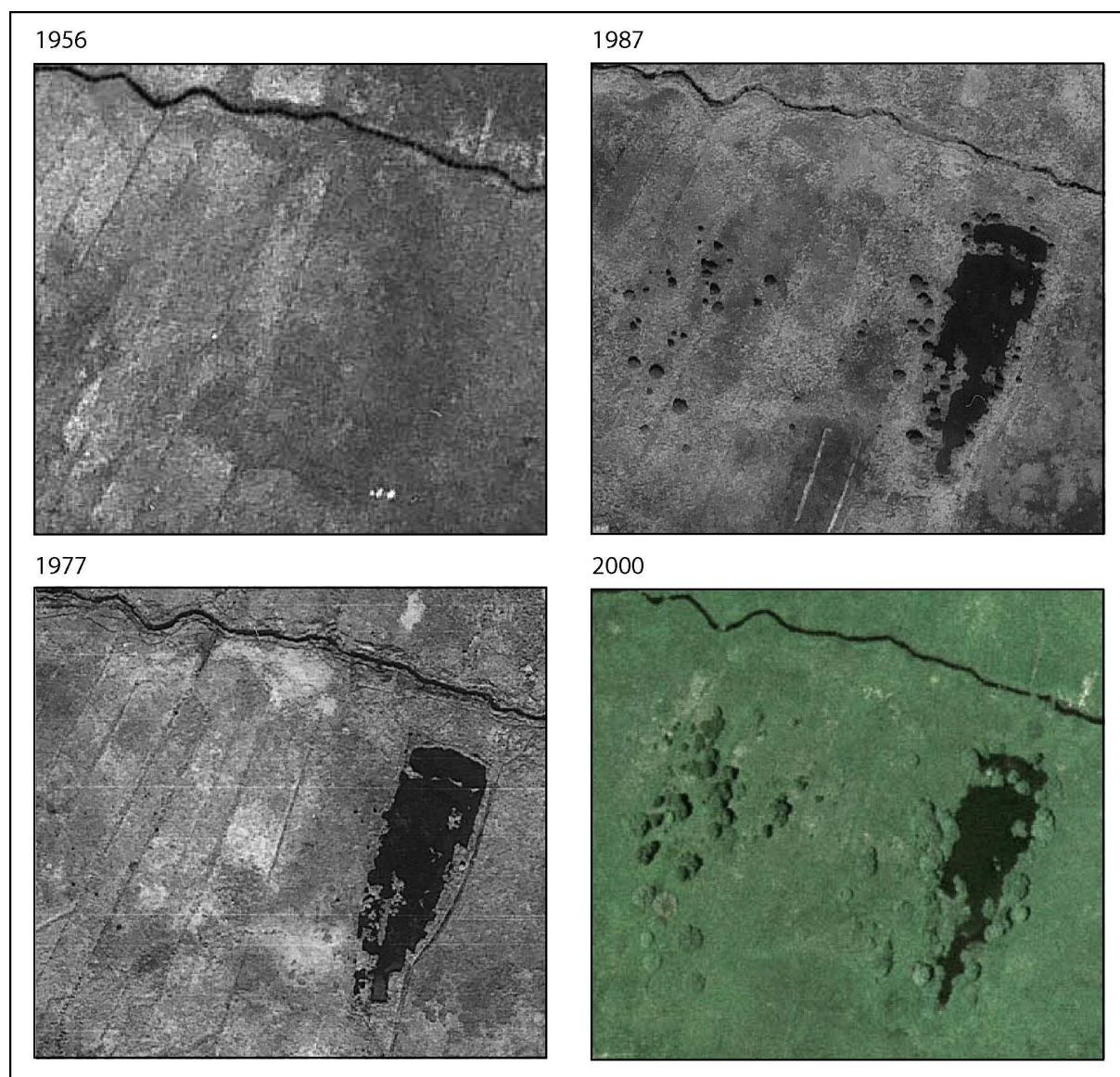
Sur la partie Ouest de la tourbière une petite fosse d'extraction de tourbe d'environ 0,5 ha et d'une profondeur d'au moins 2 mètres, a été réalisée il y a une quarantaine d'années. Aucune information plus précise n'est relatée dans les archives de la mairie de Landos, mais certains témoignages la dateraient de la moitié des années 1960. En 1970 il n'y avait aucun arbre sur cette partie de la tourbière. Or sur la photographie de 1987, les bords de la fosse et un petit îlot situé à une petite centaine de mètres plus au Nord ont déjà été colonisés (photographie 9). C'est donc en moins de dix ans que la végétation arbustive a colonisé cette zone.

Depuis, la petite saulaie inondable à Saule roux (*Salix acuminata*) qui longe la zone d'extraction, et le petit îlot mésotrophe à bouleau verruqueux (*Betula pendula*), peuplier tremble (*Populus tremula*) et saule roux (*Salix acuminata*) tendent à se rejoindre pour ne former qu'un ensemble. Déjà visible sur la photographie de 2000 (photographie 9), cette tendance s'affirme clairement. Depuis, ce boisement se densifie et beaucoup de jeunes arbres, en bonne santé se développent. Une dynamique similaire, très rapide, occasionnée par les modifications hydriques liées à l'exploitation de la tourbe, est observée sur la tourbière de la Sauvetat.

5.2.3.3. La ripisylve

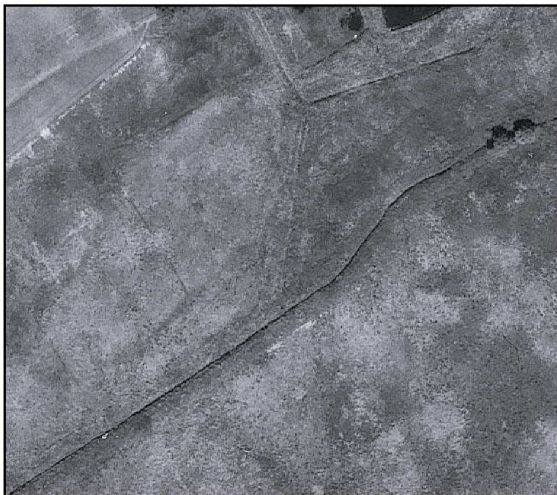
La comparaison des photographies de 1987 et 2000 montre très bien la vitesse avec laquelle le boisement s'est développé le long du fossé de drainage. En revanche lorsque l'on tient compte du fait que le fossé a été creusé en 1982, on remarque, au même titre qu'aux abords de la fosse d'extraction de tourbe décrits précédemment, que la réponse de la végétation a été rapide mais pas instantanée. Il a fallu environ dix ans pour que ce boisement commence à se développer. Cette période correspondrait donc au temps d'ajustement de la végétation aux nouvelles conditions hydriques et pédologique. Dès lors, ce fourré rivulaire

composé de Saules Marsault (*Salix caprea*), de Peupliers tremble (*Populus tremula*) et plus discrètement de Saule Roux (*Salix acuminata*), s'est très rapidement développé. La dernière photographie prise de l'intérieur de la ripisylve en 2005 (photographie 10), témoigne parfaitement de l'aptitude de ces essences pionnières à se développer dans ces conditions. En effet, il n'a fallu que dix ans pour en arriver à ce stade.



Photographie 9 : Développement des ligneux à proximité de la fosse d'exploitation entre 1956-2000

1987



2000



2005



Photographie 10 : Développement de la ripisylve le long du fossé de drainage
en 1987, 2000 et 2005

Pour résumer, le développement des ligneux a débuté à la fin des années 1950. C'est donc un phénomène récent. On distingue deux formes de colonisation. La première, concerne la progression des pins sylvestres (*Pinus sylvestris*) dans la partie Sud. La deuxième est marquée par le développement, de fourrés humides, à proximité de la fosse d'exploitation, et d'une ripisylve le long du fossé de drainage.

Dans le premier cas, cette colonisation, amorcée à partir de zones topographiquement plus élevées, a tout l'air d'être semi-naturelle. Il est possible que les activités agro-pastorales, pratiquées jusque dans les années 1950 aient contenu cette évolution ou encore que les conditions hydriques aient été différentes. Le fait est que depuis, les pins n'ont pas cessé de s'étendre. Ce phénomène reste cependant secondaire lorsque l'on tient compte de l'évolution rapide de ces ligneux sur le Marais de Limagne.

Dans le deuxième cas, les fourrés humides comme la ripisylve traduisent une réponse directe à des perturbations d'origine anthropique, responsables d'une modification brutale des conditions hydriques.

5.2.4. Synthèse des informations recueillies par témoignages

Quelques témoignages ont été recueillis auprès des plus anciens habitants de Landos. Même si ces données restent à prendre avec précaution, elles sont néanmoins précieuses et ne doivent pas être négligées. Seuls les témoignages concordants ont été retenus et synthétisés ici.

▪ *La question des pratiques agro-pastorales :*

La zone humide a été divisée en parcelles de quelques ares réparties entre tous les paysans de la commune. Il s'agissait surtout de prés, plus que de pâtures. Le fauchage était alors prédominant et chaque été, des parcelles étaient brûlées pour entretenir les terrains. Le pâturage était représenté par quelques petits troupeaux de vaches qui ne triaient pas la végétation. Il n'y avait pas de chevaux. Ces pratiques ont progressivement disparu avec l'apparition du tracteur.

▪ *Avant / après le fossé de drainage :*

Avant la réalisation de ces travaux, il n'était pas rare d'avoir, dans certains secteurs du marais, de l'eau jusqu'à la taille. Lors de la création du grand fossé de drainage, des travaux

complémentaires ont été effectués afin d'abaisser le niveau topographique de l'exutoire. La roche a été creusée en aval de la tourbière, au niveau du pont de Ribains mais aussi une centaine de mètres plus à l'aval, à proximité du vieux moulin. Celui-ci n'était plus utilisé depuis la fin de la dernière guerre. La largeur de la rivière des Empèzes a été au moins divisée par deux et certains puits des environs se sont taris. Les truites ont disparu alors que certains se souviennent avoir installé, dans leur jeunesse, des nasses à poissons, tellement la population piscicole était importante. Il y avait également beaucoup de grenouilles, contrairement à aujourd'hui. La population d'oiseaux d'eau était largement supérieure.

Concernant la végétation, un grand nombre de touradons ont été déconnectés de la nappe et ont commencé à se dégrader devenant des « *monticules vilains* » selon les gens du pays (photographie 11). Il n'y avait ni angéliques, ni épilobes (référence à la mégaphorbiaie), la végétation était moins haute. Il n'y avait aucun arbre, si ce n'est au Sud, avec quelques pins sylvestres sur les points hauts de cette partie de la tourbière.

Les témoignages recueillis s'accordent à dire que le marais a considérablement changé depuis la création du fossé de drainage et l'abaissement du niveau topographique de l'exutoire. Si certains voient ce changement comme un assainissement, d'autres au contraire regrettent considérablement la richesse écologique que leur apportait le marais avant ces travaux.

5.2.5. Conclusion de l'analyse diachronique

Cette étude diachronique a permis d'observer l'évolution de la zone humide au cours des cinquante dernières années sur la tourbière de Ribains. Ces transformations sont essentiellement le résultat des aménagements hydrauliques associés au développement urbain, amorcé dans les années 1970, ainsi qu'à l'évolution des pratiques agropastorales.

Si les perturbations observées sur la tourbière de Ribains sont sans aucune mesure avec celles entraînées par l'exploitation de la tourbière de la Sauvetat, il faut néanmoins avoir conscience que les principaux changements observés ont été très rapides. Il est d'ailleurs probable que d'autres processus plus complexes, d'origine pédologiques, hydrologiques ou phytosociologiques, amorcés lors des transformations décrites précédemment continuent à sévir. En effet, bien que moins visibles certains de ces mécanismes peuvent encore être lourds de conséquences sur la dynamique à venir de cette zone humide. C'est pourquoi, à partir de

ces premières observations et avec l'appui de données de terrain, nous allons tenter de comprendre au mieux le fonctionnement de la tourbière de Ribains. Ces données réunies, il nous sera alors possible de réfléchir de manière plus appropriée à l'avenir de ce site. Il est important de préciser à ce propos qu' « [...] *aucune opération de gestion - préservation, restauration, réhabilitation – ne peut être menée à bien sans une compréhension préalable et du fonctionnement du système tourbeux concerné, et des dynamiques à court et moyen termes dans lesquelles il s'inscrit* » (Cubizolle 2005).



Photographie 11 : Anciens touradons de carex en cours de minéralisation (Ribains 2002)

5.3. Le fonctionnement et la dynamique actuels du marais de Ribains

Si l'analyse diachronique nous a permis dans un premier temps de souligner une évolution rapide de la tourbière de Ribains, celle-ci ne nous permet pas d'analyser précisément les mécanismes de ces changements. Cette information est essentielle dans la mesure où ces premières observations semblent aller dans le sens d'un dysfonctionnement récent et aux conséquences rapides sur la tourbière. Afin de confirmer ces premières conclusions, nous avons recueillis un large panel de données de terrain, topographiques, hydrologiques, pédologiques ou floristiques.

5.3.1. L'étude topographique de la surface de la tourbière

La première étape a consisté à réaliser des levés topographiques de la surface de la tourbière, à l'aide d'un tachéomètre Leica TC 403 L. L'ensemble des profils n'est réparti que sur la zone humide actuelle, la partie nord, anciennement humide, située entre le fossé de drainage et la route départementale n'a pas fait l'objet de relevés.

La topographie joue un rôle notable dans la formation de la tourbe (Graniero & Price 1999 ; Jauhiainen 2003). C'est pourquoi, ces données sont en mesure de nous aider à comprendre la dynamique des écoulements de surface, les processus édaphiques ou encore la répartition de la végétation et des variables fondamentales qui entrent dans les bilans accumulation / décomposition de la matière organique. Par souci de clarté, les profils cartographiés (figure 29) et décrits plus bas, ont été sélectionnés parmi les plus représentatifs.

Dans un premier temps, nous avons réalisé un profil en long, est / ouest (profil 1 figure 29, figure 30), en direction de l'exutoire afin d'évaluer la pente, d'amont en aval, de la surface de la tourbière. Avec une différence de 2,3 mètres, entre la partie amont de la zone humide et sa partie aval, le dénivelé est de 2,4 ‰. Dans le détail, on distingue deux ensembles topographiques, séparés par une légère rupture de pente. C'est au niveau de cette rupture de pente (d'environ 5 ‰), que l'un des fossés principaux, orienté nord / sud, a été creusé. La partie amont est la plus plane, avec une pente de 1,8 ‰ contre 2,7 ‰ sur la partie aval. Si cette différence topographique est difficilement perceptible sur le terrain, elle entraîne toutefois des différences d'hydromorphie, nous le verrons ultérieurement, qui se traduisent par un changement brutal du cortège floristique (voir chapitre 5.3.3.).

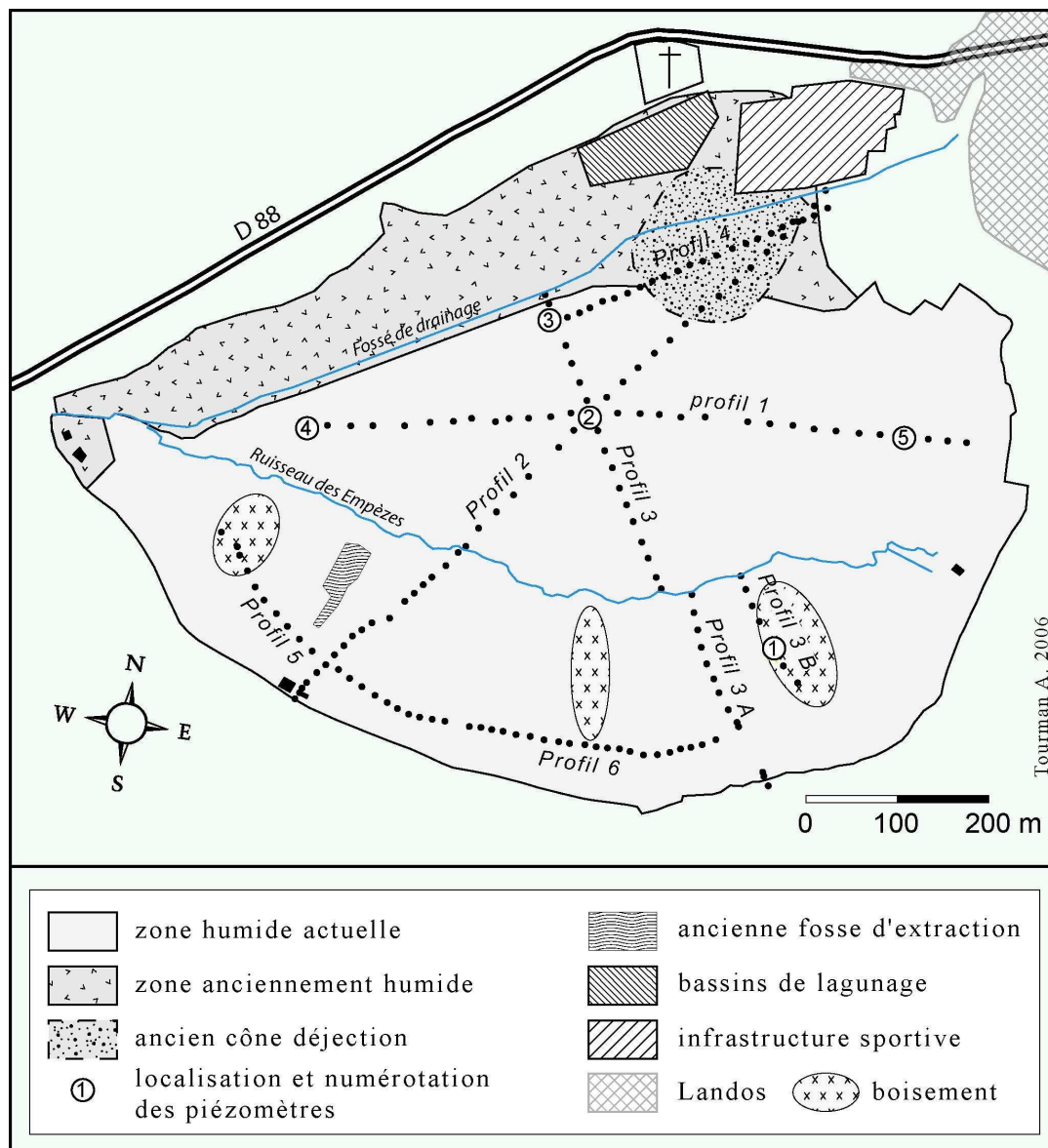


Figure 29 : Carte de localisation des profils topographiques et des piézomètres

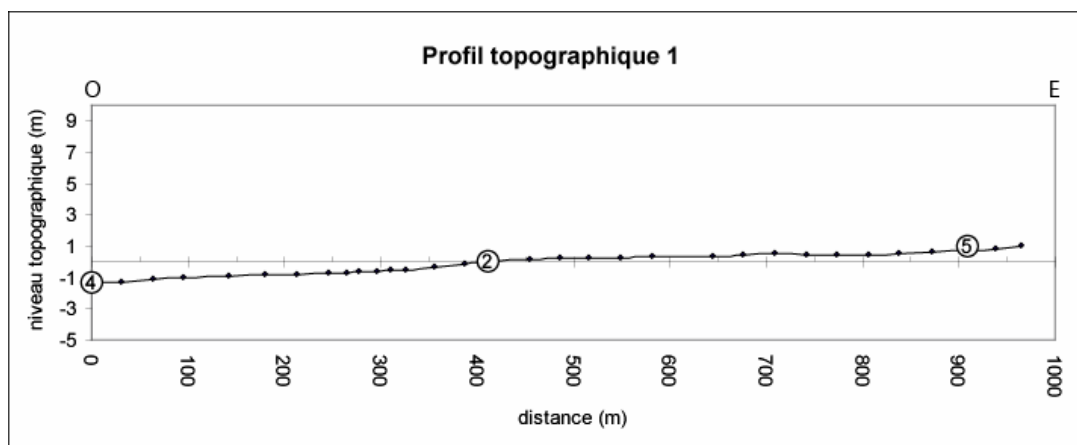


Figure 30 : Profil topographique n°1 de la tourbière de Ribains

Le profil topographique n°2 (figure 31), montre une pente nettement plus marquée. Entre l'extrémité NE de la zone humide, en bordure du fossé et le ruisseau de la source des Empèzes, en direction du SO, la pente est de 9,7 ‰. Mais là encore le profil peut être scindé en deux, avec un dénivelé plus net de 13 ‰ entre le fossé et le piézomètre 2 (localisé sur la figure), puis de 4,2 ‰ entre le piézomètre et le ruisseau. Cela représente une différence de 1,2 mètres entre la partie centrale de la tourbière et le ruisseau. De l'autre côté du ruisseau, sur la partie SO, la pente est très faible avec toutefois une légère dépression en bordure de la tourbière.

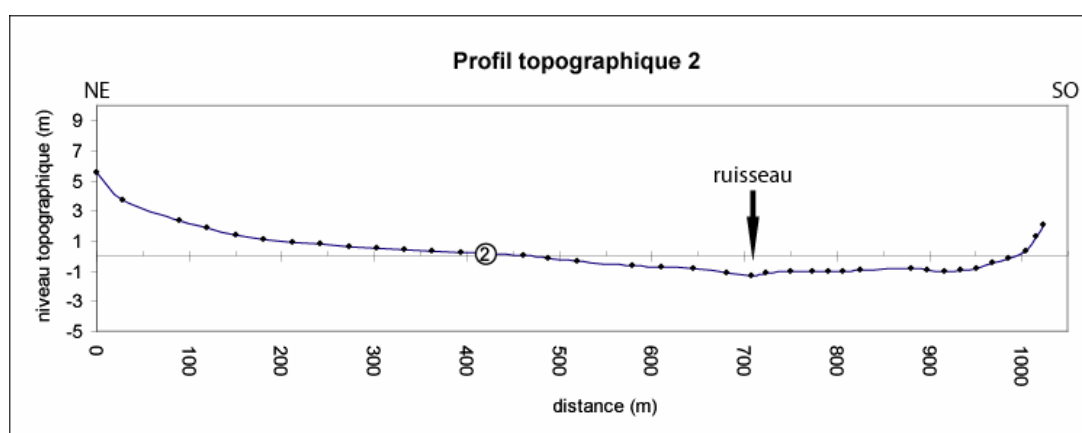


Figure 31 : Profil topographique n°2 de la tourbière de Ribains

Les profils topographiques 3, 3A et 3B (figure 32), offrent une bonne représentation du profil en travers de la tourbière. Le profil 3 a été effectué entre le fossé de drainage et le ruisseau. Les deux autres illustrent la topographie de la partie Sud, du ruisseau au versant, entre les deux principaux îlots de pins sylvestres.

Le profil 2 (figure 31) et le profil 3 (figure 32) démarrent tous les deux en bordure du grand fossé de drainage. Cependant, la différence de dénivelé entre les deux est très nette : 9,7 ‰ dans le premier cas contre 1,4 ‰ dans le second. Cette différence s'explique par la présence d'un ancien cône de déjection, construit par les matériaux issus des bassins amont et déposés à l'entrée de la zone humide par le ruisseau. Ce cône est également visible sur le profil 4 (figure 33) levé le long du fossé de drainage. Sur une distance d'environ 280 mètres, on mesure un peu plus de 5 mètres de dénivelé, entre la partie la plus haute du cône et sa base, soit une pente de 17,8 ‰.

En moyenne, la partie centrale est plus haute de 60 à 80 cm que les bords du ruisseau de la source des Empèzes. De l'autre côté du ruisseau, sur la partie méridionale de la tourbière, la différence entre les marges de la zone humide et le ruisseau est plus marquée, avec une moyenne comprise entre 0,6 et 1,2 mètres. Sur la bande méridionale, comprise entre le versant du maar et le ruisseau de la source des Empèzes, la pente est pratiquement nulle sur la partie SO (figure 31) et tend à s'accroître en direction du NE.

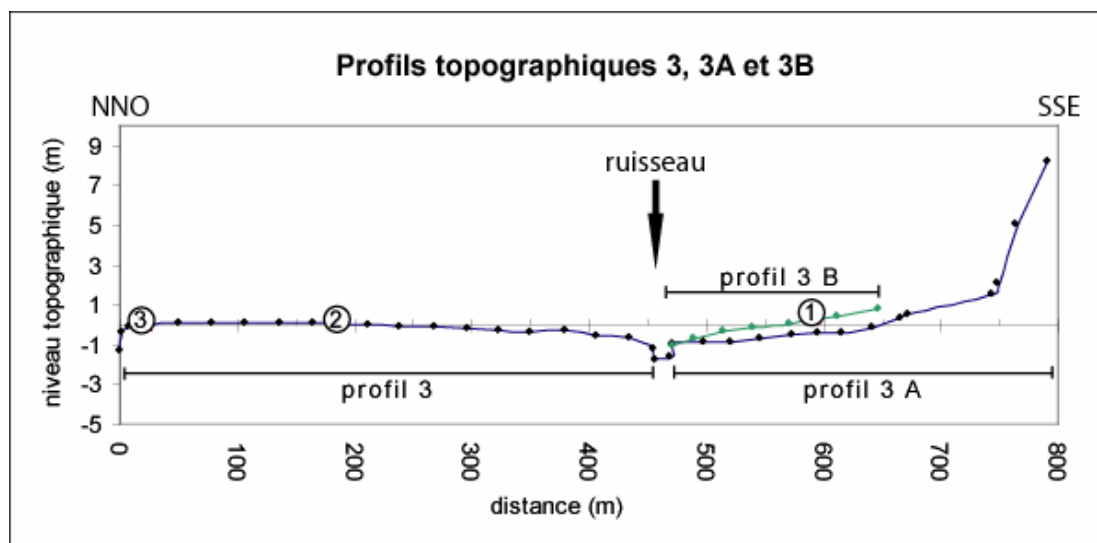


Figure 32 : Profils topographiques n°3, 3A et 3B de la tourbière de Ribains

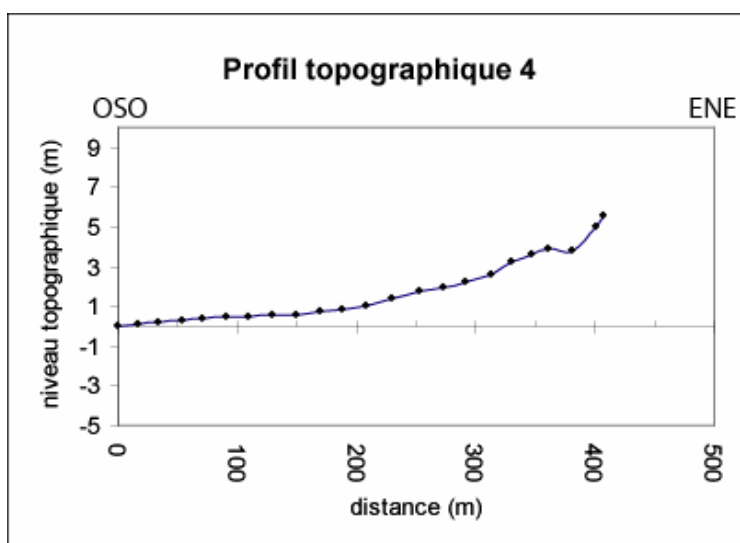


Figure 33 : Profil topographique n°4 de la tourbière de Ribains

Dans le détail, il est possible d'observer un léger affaissement sur une bande d'environ cinquante mètres, le long du fossé de drainage. Cet affaissement est de l'ordre d'une vingtaine de centimètres et ne concerne que la partie tourbeuse ou anciennement tourbeuse en aval du cône de déjection. Une autre zone d'affaissement, plus significative, d'environ 50 cm, est également observée aux abords de la fosse de tourbage (profil 5 figure 34).

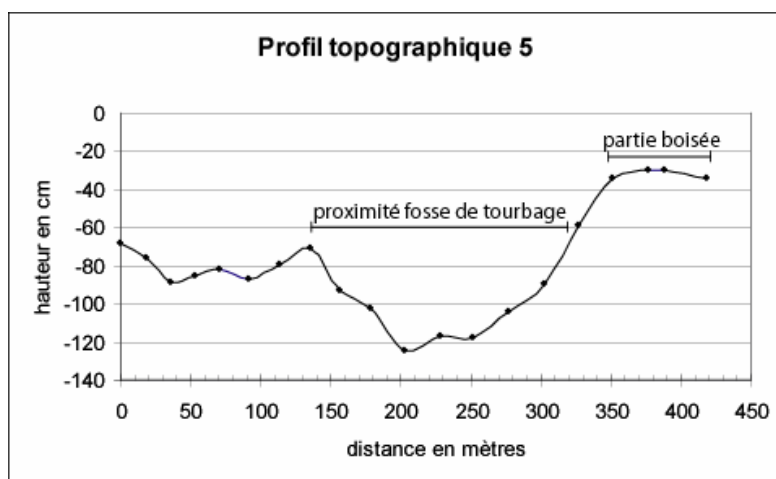


Figure 34 : Profil topographique n° 5 de la tourbière de Ribains

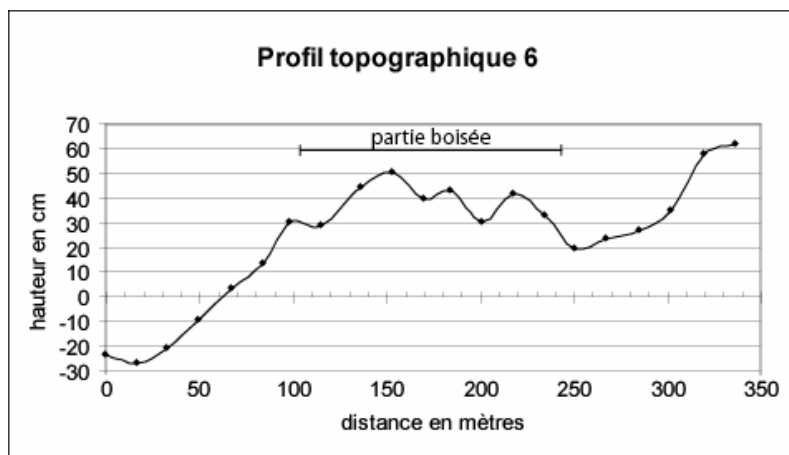


Figure 35 : Profil topographique n° 6 de la tourbière de Ribains

Enfin, le dernier élément intéressant, qui apparaît clairement sur les profils 5 et 6 (figure 34 et figure 35), est le rôle de la topographie dans la répartition des parties boisées. Dans tous les cas de figure, excepté celui du boisement rivulaire qui longe le grand fossé de drainage, les zones de boisement les plus denses, sont situées sur des points hauts. Globalement, sur cette tourbière, la différence topographique entre les zones boisées et leurs abords non boisés est comprise entre 30 et 80 cm.

A la lecture des données topographiques plusieurs points peuvent être soulignés:

- La présence, le long du profil en long (figure 30), d'une pente générale qui décroît d'est en Ouest avec une légère rupture de pente dans la partie centrale.
- Sur le profil en travers (figure 32), on remarque également une légère pente en direction cette fois-ci du ruisseau de la source des Empèzes. Celle-ci est d'ailleurs plus prononcée dans la partie méridionale que dans la partie centrale.
- On note aussi la présence d'un cône de déjection qui se démarque clairement dans la topographie sur la partie amont de la tourbière.
- On remarque enfin des signes d'affaissement le long du fossé de drainage et à proximité de la fosse de tourbage.

5.3.2. L'étude paléotopographique de la base de l'accumulation de tourbe

Il est généralement préférable de doubler les profils topographiques de surface avec les profils de la base de la tourbière. Malheureusement, la tourbe repose sur des sédiments lacustres très fins sur lesquels la barre de sondage ne butte pas. Autrement dit, il a été impossible, avec une simple barre de sondage filetée, de croiser les données topographiques de surface avec l'épaisseur de tourbe et d'obtenir ainsi le volume du gisement tourbeux. La solution a été d'effectuer des carottages. Cependant, cette méthode est beaucoup plus fastidieuse que les sondages à la barre, c'est pourquoi elle n'a pas été systématiquement couplée avec les points de mesure du profil topographique. En complément, l'étude des gisements tourbeux de Bruhnes (1982), nous a fourni quelques informations sur l'épaisseur et la bathymétrie des formations « *meubles* ». En effet il est écrit dans ce rapport : « *nous avons, tous les 100 mètres, sondé le marais à l'aide d'une sonde aiguille. Cette technique nous a permis d'évaluer l'épaisseur du sol meuble susceptible d'être de la tourbe* ». Après vérification par carottage, nous avons constaté que les épaisseurs de tourbe estimées dans cette étude, sont nettement supérieures à celles que nous avons observé par carottage. En réalité, cette méthode de sondage ne distinguait pas la tourbe des gyttje sous-jacents car les gyttje n'offrent pas plus de résistance lors des sondages que les horizons tourbeux. Les seuls secteurs où nous avons trouvé une bonne correspondance entre les épaisseurs de tourbe, mesurées par carottage et celles mesurées lors des sondages décrits dans l'étude de Brunhes (1982), sont ceux où la tourbe repose directement sur des dépôts sableux, plus compacts et

donc résistants à la barre de sondage. Autrement dit, la bathymétrie des dépôts meubles dont il est question dans cette étude (Bruhnes *et al.* 1982), correspond à la paléotopographie de la couche basale des gyttje gris verdâtres peu résistants à la barre de sondage, et non pas à la couche basale de tourbe comme il est suggéré par Bruhnes (1982). Ayant obtenu une bonne estimation à l'aide de nos carottages, de la limite supérieure des gyttje, et connaissant la limite supérieure des sédiments lacustres résistants à la barre, (Bruhnes *et al.* 1982), il est possible d'avoir une idée de l'épaisseur des gyttje. Ceux-ci sont en moyenne épais de 1 à 2 mètres et peuvent atteindre près 3 mètres dans les zones les plus profondes.

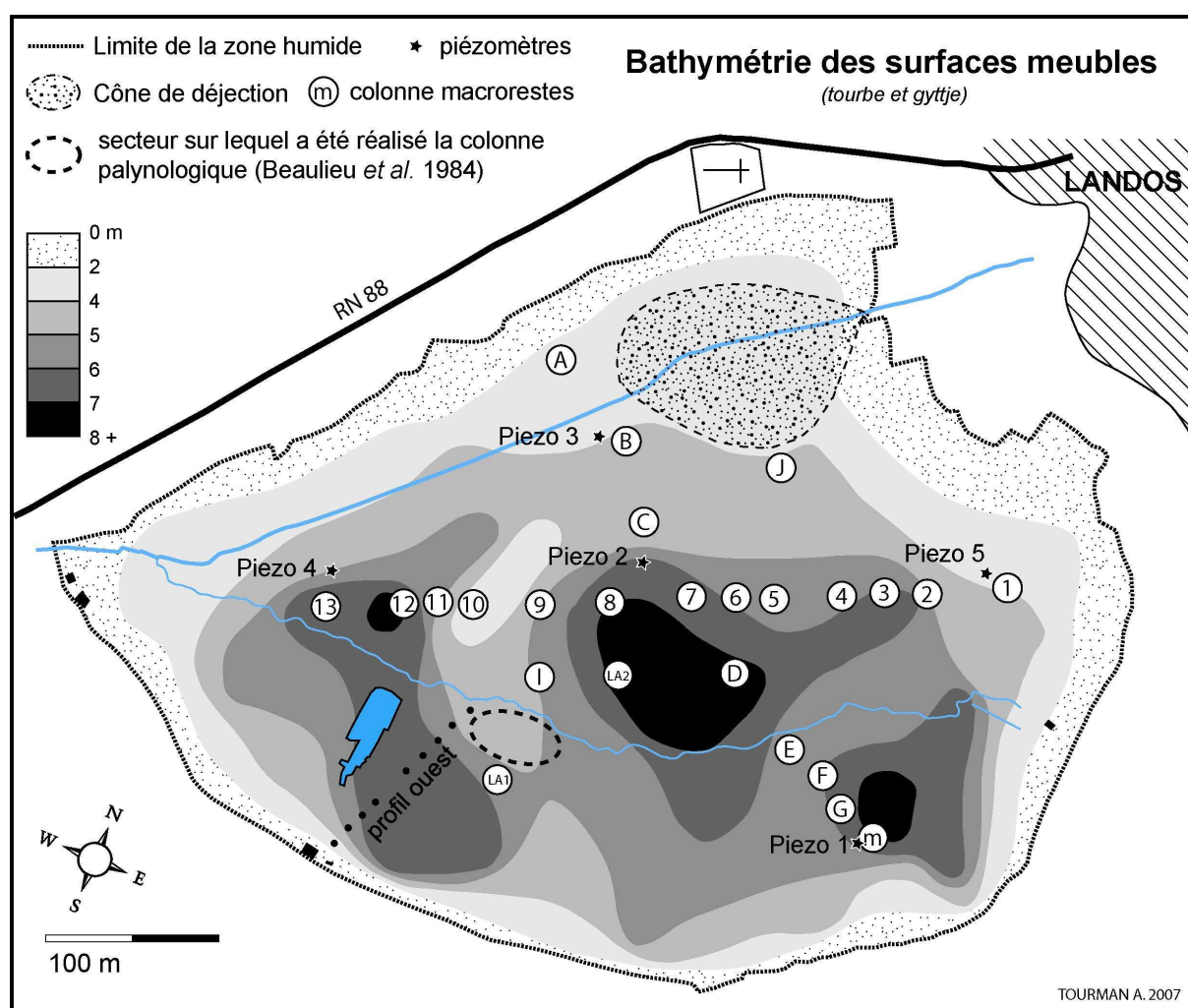


Figure 36 : Carte bathymétrique des formations meubles (tourbe + gyttje) et localisation des carottages

La cartographie de la profondeur des dépôts meubles (Bruhnes 1982), c'est-à-dire de l'épaisseur de la tourbe ajoutée à celle des gyttje, complétée pour les besoins de notre étude

(figure 36), met en évidence trois paléo-bassins dont un plus vaste et plus profond dans la partie centrale de la tourbière. Sur la base du profil en long (figure 39) la présence de ces bassins se traduit par une succession de larges ondulations. Ce type de profil a également été décrit sur le lac du Bouchet et dans d'autres lacs de maar (Bonifay & Truze 1987). L'origine des formes est attribuée à la mise en place de loupes de glissement de masse, récurrentes dans les lacs de maar. Bonifay et Truze (1987) émettent également l'hypothèse selon laquelle ce type d'ondulations résulteraient de glissements de panneaux profonds du substratum ayant entraîné une compression latérale du contenu sédimentaire du maar.

Compte tenu de la surface importante de la tourbière et de la méthode utilisée pour évaluer la bathymétrie des dépôts meubles, nous devons admettre une certaine marge d'erreur. En effet, si l'on considère la localisation du carottage F (figure 36) sur la carte de Bruhnes (1982), nous aurions dû atteindre une profondeur maximale de sept mètres. Or celui-ci atteint les huit mètres sans butter sur la base des gyttje. Le petit bassin localisé au Sud-Est de la tourbière était donc sans doute légèrement plus étendu qu'il ne l'est sur cette carte.

5.3.3. Les données lithostratigraphiques

Les carottages effectués sur la tourbière de Ribains ont tous été réalisés au carottier manuel russe de type GYK. L'objectif était de restituer la stratigraphie de l'histosol et des formations sous-jacentes afin d'étudier les modalités de croissance de la tourbière. « *Cette partie du travail est indispensable pour parfaire la connaissance des conditions hydro-géomorphologiques dans lesquelles la tourbière est née puis s'est développée* » (Cubizolle 2005). Les principales difficultés rencontrées pour mener à bien ce travail de terrain sont, l'étendue de la tourbière et l'épaisseur de tourbe accumulée. Les sondages effectués sont tous compris entre 5,4 et 8 mètres de profondeur.

Ainsi, le travail de terrain demande beaucoup de temps et nécessite de la main d'œuvre. De ce fait, nous avons été obligé d'espacer la distance entre chaque point de carottage, ce qui ne nous permet pas d'aller dans le détail. Nous avons en effet opté pour un écart de 100 mètres avec ponctuellement quelques sondages intermédiaires qui ont permis d'affiner les observations.

Dans la description des profils, une distinction importante est à faire entre les deux types de tourbe les plus représentés :

- la tourbe « *blonde très fibrique (H1-H2)* ». Très claire (10 YR 4/4) et très peu décomposée. Les types de macrorestes présents dans cette tourbe sont peu variés, mais de petite taille et composés de mousses et d'herbacées. Sur le terrain, cette tourbe est décrite comme « tourbe à mousse » ou « tourbe rousse » du fait de sa couleur ;
- la tourbe « *fibrique mixte (H3-H6)* ». correspond à une tourbe de couleur plus foncée (10 YR 2/1, 10 YR 2/2) dont les macrorestes sont beaucoup plus grossiers et très variés, ce qui lui donne une couleur marbrée.

Malgré une valeur plus élevée sur l'échelle de Von Post, la tourbe marbrée révèle un taux de fibres plus important que la tourbe rousse pourtant moins décomposée (figure 38). La tourbe à mousse possède toutefois un taux de matière organique plus élevé, compris entre 70 et 85 %, contre 50 à 75 % pour la tourbe marbrée (figure 1 ; figure 38). Enfin, la teneur en eau de ces deux tourbes ne présente pas de différences significatives (figure 37 ; figure 38).

Dans le diagramme triangulaire des tourbes (Gobat *et al.* 1991), ces deux types de tourbe, rousse et marbrée, sont réparties principalement en 3 classes : fibrique pur (F), fibrique à mixte (Fm) et fibrique à mixte avec matière organique amorphe (Fma) (annexes 2 et 3). Comme les taux de fibres sont plus élevés dans la tourbe marbrée, celle-ci apparaît généralement plus haut dans le diagramme triangulaire, entre F et Fm. La tourbe rousse est située entre Fm et Fma. Cependant, il est probable que la méthode des fibres frottées ne nous permet pas d'obtenir les mêmes résultats qu'avec le test de Von Post. Les fibres de mousses sont plus fragiles que les macrorestes des tourbes à carex ou des tourbes mixtes et donc plus sensibles au fractionnement. Dans ces conditions nous avons préféré privilégier le test de Von Post, beaucoup plus adapté au matériel traité et au travail de terrain.

Au vu des résultats, on remarque que l'entourbement de ce site s'est fait de manière très hétérogène, « *il s'agit d'un important gisement de tourbe noire et de tourbe blonde dont les strates se recouvrent dans un ordre qui apparaît complexe* » (Bruhnes *et al.* 1982). Ce travail de reconstitution des stratigraphies laisse apparaître une diversité des faciès tourbeux liée d'une part à la profondeur considérée, et d'autre part à sa répartition en plan. Dans ces conditions, il est difficile de trouver une cohérence dans l'organisation des horizons histiques, malgré tout il est possible de distinguer des grands types de faciès (figure 39).

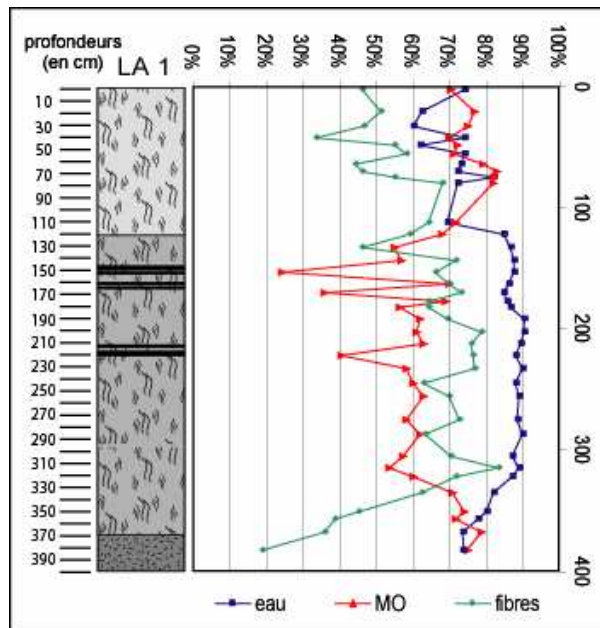
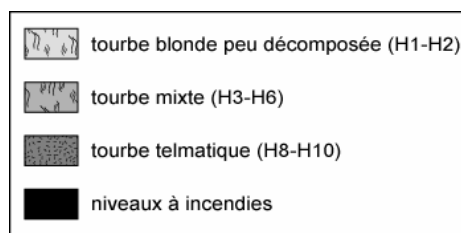


Figure 37 : Courbes des teneurs en eau, en matière organique et en fibres de la carotte LA1



Légende des figure 37, 38
(localisation des sondages fig. 36)

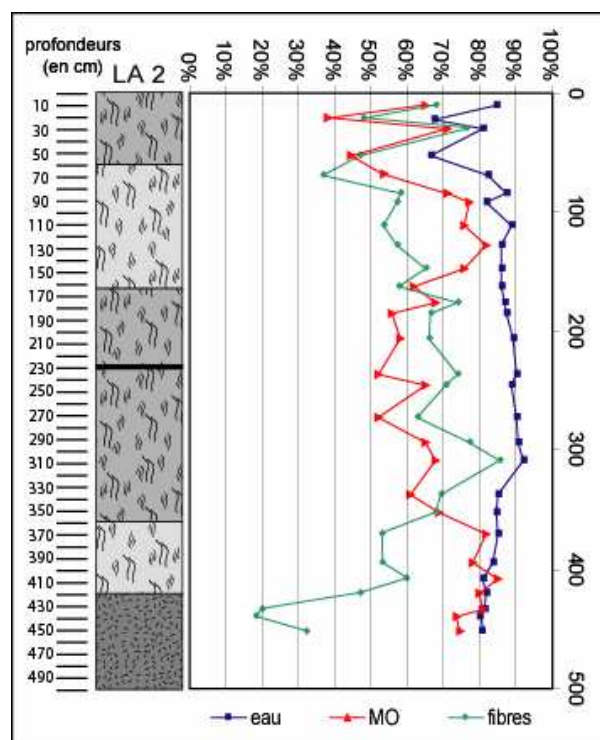
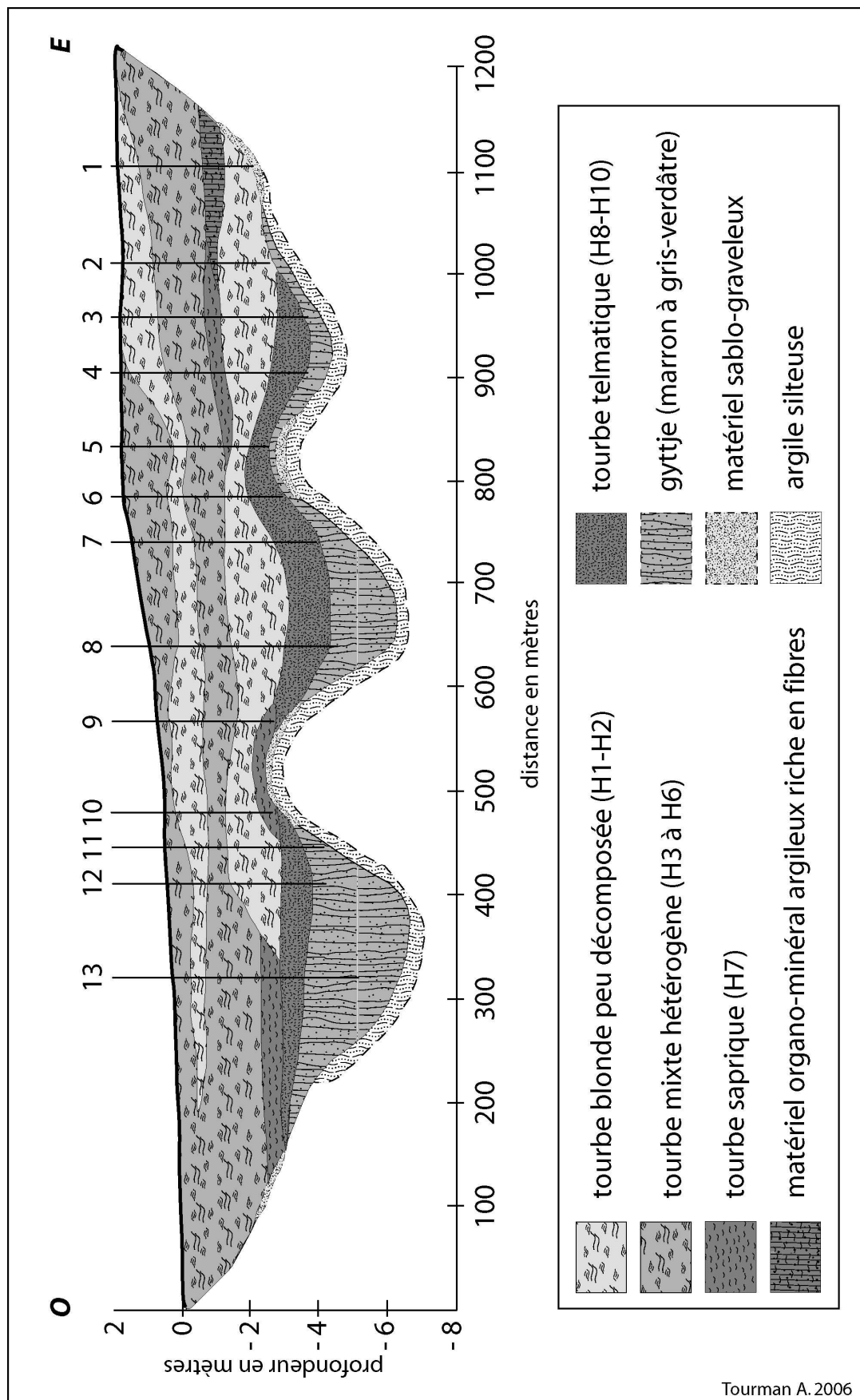


Figure 38 : Courbes des teneurs en eau, en matière organique et en fibres de la carotte LA 2



Tourman A. 2006

Figure 39 : Vue en coupe de la tourbière de Ribains (localisation des sondages fig.36)

La vue en coupe de la tourbière de Ribains (figure 39), orientée Ouest / Est, a été réalisée à partir du croisement des données bathymétriques et des carottages (figure 36) Pour une meilleure lecture, les informations fournies par les carottages ont été simplifiées.

5.3.3.1. La mise en place des processus d'entourbement

Comme le maar de Ribains a connu une première phase lacustre, la tourbière de Ribains a développé deux processus d'entourbement bien distincts : l'un par **comblement** ou atterrissement, l'autre par **paludification** (cf. 3.1.4.).

Par définition pour qu'il y ait entourbement, il est indispensable qu'il y ait formation de tourbe. Pour identifier dans la stratigraphie le démarrage de la formation de la tourbe il est donc nécessaire de distinguer clairement les sédiments lacustres de la tourbe proprement dite. Cependant, la transition entre la phase lacustre et la phase d'entourbement n'est pas toujours aisée à différencier tant les faciès peuvent être progressifs. De plus, dans la littérature scientifique, la terminologie pour qualifier ces faciès de transition n'est pas toujours clairement précisée et la multitude des termes utilisés prête parfois à confusion. Une mise au point terminologique nous a semblé nécessaire afin de qualifier au plus juste ces matériaux et d'identifier au mieux le démarrage de la turfigenèse.

L'analyse de ces faciès de transition, de couleur gris rougeâtre à gris-vert (Post 1862), révèle un matériel détritique minéral mêlé à une proportion variable de débris de nature organique. Ce type de matériel est parfois qualifié de **sapropel** (sapropelic deposit) (Potonié 1908 ; Hansen 1959 ; Marks 1992). Cependant, les sapropels sont généralement subdivisés en deux types : **gyttja** et **dy** (Myslinska 2003).

Commençons par le terme de « gyttja » (*gyttje* au pluriel), couramment utilisé dans la littérature mais très rarement défini. Ce terme suédois est introduit dans la littérature scientifique par Hampus v. Post en 1862 (Hansen 1959). Il qualifie une accumulation de déchets constituée essentiellement de fragments de matière organique, de grains de quartz et de mica, de frustules de diatomées, de spicules d'éponges, d'exosquelettes d'insectes ou de crustacés ainsi que des grains de pollens et des spores de cryptogames.

Le « dy », décrit comme très proche du gyttja (Post 1862, Potonié 1908), est composé des mêmes constituants, auxquels s'ajoutent des particules d'humus, ce qui lui donne une couleur brune à brun-rougeâtre. Le terme de **dopplerit** est plus généralement retenu dans la

littérature anglosaxonne (doppleritic deposit). Il qualifie quant à lui un matériel amorphe de couleur brune, riche en acide humique à l'aspect d'un lignite mou. Potonié (1908) définit ainsi ce dy comme un « *sapropel doppleritic* ». Plus clairement il s'agit d'un gyttja auquel est associée une proportion plus importante de colloïdes organiques (Potonié 1908).

Aujourd'hui le terme de dy est peu utilisé et souvent considéré comme synonyme de gyttja. Cette fusion des deux termes est d'ailleurs visible dans la définition de Dussart (1992) ou « *le gyttja est un dépôt biologiquement actif, gris brun à noirâtre, riche en débris de plantes, d'animaux divers, qui s'observe dans les eaux riches en éléments nutritifs et peu acides ou neutres* ». Ces gyttje sont aussi souvent associés à des silts argileux soit comme des matériaux typiquement d'origine lacustre.

D'un point de vue fonctionnel, la proportion et la distribution des différentes particules organiques et minérales dépendent des conditions hydrodynamiques du lac au moment du dépôt. On observe un rapport inverse entre la taille du grain et le contenu organique. De cette manière, lorsque la proportion de matière organique augmente, la granulométrie des particules minérales diminue (Gradzinski *et al.* 1986). Le dy est généralement formé dans des lacs peu profonds, dystrophes, du fait de la forte proportion de matière organique en suspension (Hansen 1959 ; Marks 1992). Ces dépôts correspondent selon Hansen (1959) à une phase d'eutrophisation du lac, intermédiaire entre une situation plus oligotrophe et la fermeture du bassin par une tourbière. Le dy est plus pauvre en éléments nutritifs que le gyttja, et il est caractérisé par un rapport C/N élevé. La limite entre le gyttja et le dy est ainsi souvent déterminée par la proportion des colloïdes organiques ou par le taux de carbone organique, ces deux mesures sont inférieures à 50 % dans le gyttja et supérieures à 50 % dans le dy (Hansen 1959, Marks 1992).

La forte proportion du dy en matière organique a conduit certains auteurs à associer le qualificatif de dy à un matériel tourbeux. En effet, on qualifie aussi de « *tyrfopel* » ou « *torfpelit* » (Nauman 1929) une tourbe boueuse, le préfixe « torf » signifiant tourbe en allemand. Cette terminologie est reprise par Hansen (1962) qui distingue clairement le dy, qualifié alors de tyrfopel, du gyttja, certains parlent aussi de « *dy-peat* ». Là encore ce vocabulaire est peu utilisé et peu à peu remplacé par le qualificatif de **tourbe limnique**. Ce dernier est utilisé dans le système de classification des terres humides du Canada (Groupe De Travail National Sur Les Terres Humides 1997). La tourbe limnique y est définie comme un « *mélange de matières organiques et minérales limniques* ».

Enfin, on trouve encore les termes de tourbes limnique, telmatique et terrestre (Burga 1995 ; Lowe & Walker 1997 ; Muller 2002) pour décrire le matériel formé lors des différentes phases de la succession hydrosérale :

- le stade limnique, en eau relativement profonde ;
- le stade telmatique, en eau peu profonde ;
- le stade terrestre, toujours situé au-dessus de la nappe phréatique.

Le stade palustre est parfois ajouté entre telmatique et terrestre lors des périodes inondée ou émergée selon les rythmes saisonniers (Muller 2002).

Toutefois, le fait de désigner un dépôt lacustre riche en matière organique par le qualificatif de tourbe pose un problème car le processus de mise en place d'une tourbe est fondamentalement différent de celui qui préside à la mise en place d'un dépôt lacustre, fut-il largement organique. Dans sa classification des sols organiques, Myslinska (2003) indique d'ailleurs la nécessité de distinguer les tourbes des dépôts lacustres. Un dépôt lacustre est un matériel remanié et décanté sous une tranche d'eau. La tourbe quant à elle s'accumule *in situ* de bas en haut. Nous parlerons de tourbe lorsque celle-ci se développe :

- sur une tranche d'eau importante à partir d'un radeau flottant, nous utiliserons alors le qualificatif de tourbe limnique ;
- sur une tranche d'eau peu profonde, permettant à la végétation de s'enraciner et de produire de la tourbe directement sur le matériel lacustre sur lequel elle repose, nous qualifierons ce matériel de tourbe telmatique ;
- en contexte terrestre, nous parlerons simplement de tourbe.

En ce qui concerne les dépôts lacustres sous-jacents, de type sapropel, riche en débris organiques, nous ne ferons pas de distinctions entre dy et gyttja dans la mesure où la limite entre ces deux types de matériaux est le plus souvent progressive et difficile à identifier. Nous parlerons donc de gyttje au sens large tel que le définit Dussart (1992).

Ces précisions terminologiques montrent combien la description des faciès de transition entre la phase lacustre et la phase d'entourbement présente certaines difficultés.

Comme la teneur en matière organique des gyttje peut-être très variable et parfois équivalente à celle de certains horizons tourbeux, nous avons choisi par précaution d'analyser, à partir d'un sondage de référence, la composition des macrorestes et microrestes végétaux contenus dans les différents matériaux (figure 39). De cette façon nous avons pu clairement distinguer les faciès considérés comme étant des dépôts lacustres des faciès de tourbe fine développée à la base de l'histosol ; la proportion de plantes aquatiques telles que *Potamogeton*, étant nettement plus importante dans les gyttje.

A partir de cette information, nous avons donc pu constater qu'à Ribains le contact entre la tourbe telmatique et les gyttje est le plus souvent brutal. Ce contact est globalement compris entre 4 et 5,5 mètres de profondeur. La base des gyttje est beaucoup plus variable

Dans la partie centrale de la tourbière, il arrive ponctuellement que la topographie de la base du lac soit irrégulière, laissant apparaître de petits îlots exondés. On observe alors un troisième type de contact : la tourbe le plus souvent saprique repose directement sur les sédiments minéraux généralement sableux à sablo-graveleux. Dans ce cas, le démarrage de la turbification s'est effectué par paludification, au même titre que sur les bords du lac. Ce type de contact peut être observé dans la partie centrale de la tourbière entre les sondages 9 et 10 (figure 39). Cet îlot devait alors être exondé lors de la période d'entourbement par comblement. Cela signifie qu'à ce moment là, le niveau d'eau du lac ne devait pas être très important.

5.3.3.2. L'hétérogénéité des histosols

Le long du profil en travers, orienté Nord-Ouest / Sud-Est (figure 36, sondages de A à G), les variations latérales de faciès sont importantes. Il existe en effet des intergrades avec des histosols beaucoup plus hétérogènes au nord et progressivement plus homogènes vers le sud. On observe ainsi :

- au Nord, une tourbe essentiellement mésique, mêlée très souvent à une matrice amorphe, argileuse.
- en direction du centre de la tourbière, la tourbe devient beaucoup plus fibrique (H2) avec tout de même quelques niveaux plus décomposés et plus foncés (H3 à H4), notamment entre 1,5 et 3 mètres de profondeur.

- enfin sur la partie Sud-Est de la tourbière, la tourbe est homogène, très fibrique (H1), de couleur claire, avec une succession de tourbe à herbacées et de tourbe à mousses.

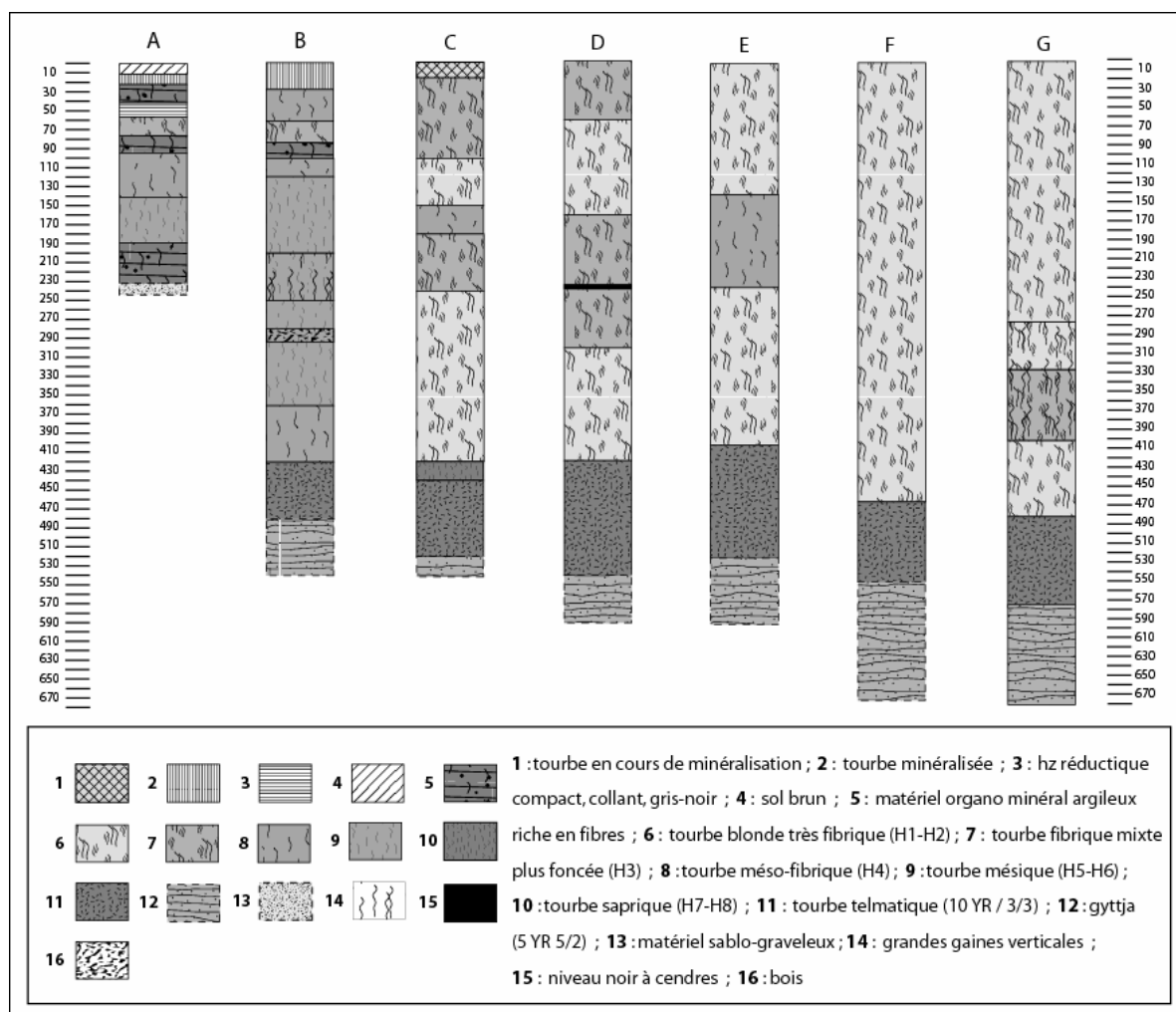


Figure 40 : Sondages réalisés le long d'un profil en travers (du nord au sud, cf fig. 36)

Dans la partie Sud-Ouest (figure 40), la tourbe est pour l'essentiel représentée par une tourbe fibrique marbrée (H3) dont la composition en macrorestes est beaucoup plus variée que dans la partie Sud-Est.

A l'Est, les histosols sont plus hétérogènes, avec une présence plus importante d'horizons histiques de type méso-fibrique à mésique plus riches en éléments argileux. La présence de ces derniers doit être associée non seulement aux apports de versant mais aussi à la présence du cône de déjection localisé au Nord-Est de la tourbière (figure 36).

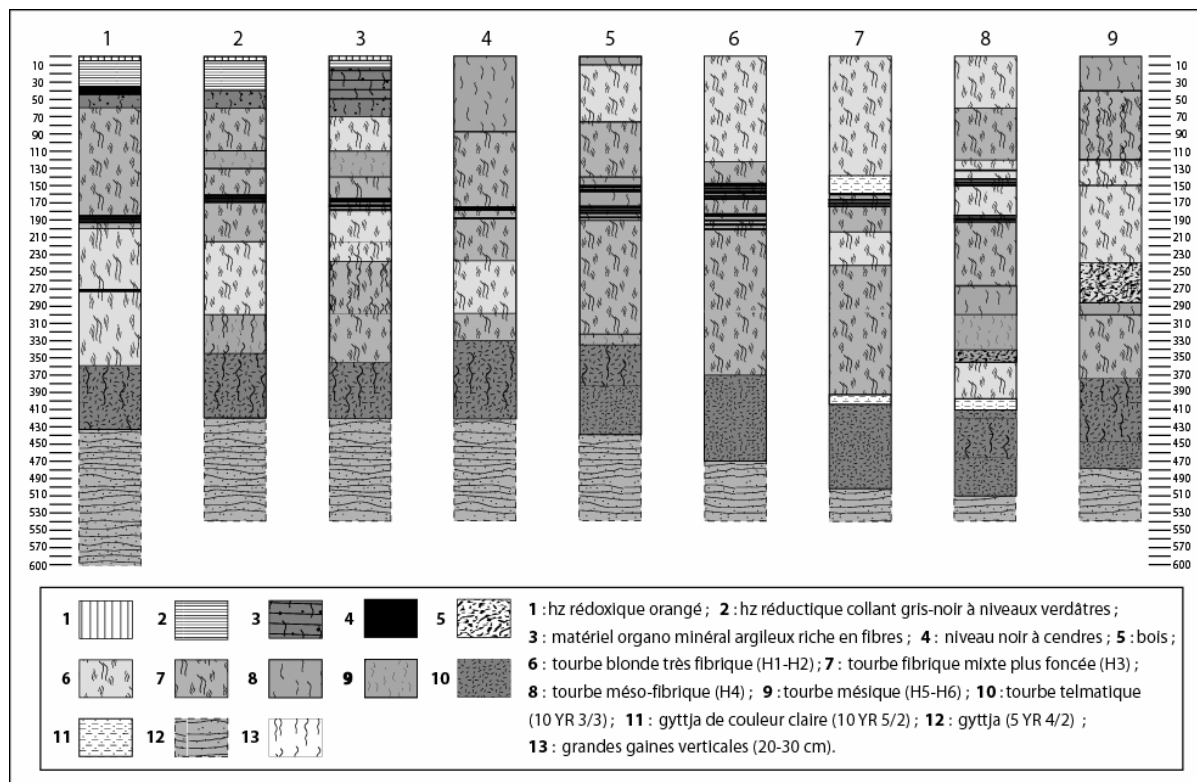


Figure 41 : Sondages réalisés le long du profil Ouest (cf. fig. 36)

Enfin, toujours sur le plan vertical, on rencontre également des niveaux plus ou moins humides. Sur une même colonne de tourbe, il n'est pas rare d'observer des niveaux gorgés d'eau et d'autres au contraire relativement secs, plus compacts, fonctionnant comme des niveaux imperméables. Cette organisation stratigraphique du sol doit avoir des conséquences hydrologiques et suggère la présence de nappes captives.

5.3.3.3. La répartition spatiale des horizons histiques

Malgré la complexité de l'organisation stratigraphique, nous distinguons sur le profil en long une couche de tourbe blonde, très peu décomposée (H1-H2), d'épaisseur variable (atteignant jusqu'à 1,6 mètres), reposant directement sur une tourbe telmatique très fine et très meuble à la texture proche des gyttja sous-jacents (figure 39). Cet horizon histique fibrique offre une texture qui s'apparente à de la tourbe à sphaigne. Elle se compose cependant essentiellement de mousses et de tiges fines d'herbacées. Sa couleur, qui tire vers le roux, rappelle celle du pain d'épices (10 YR 4/4). Cette tourbe est sans doute à mettre en rapport avec des conditions plus humides favorables au développement de la tourbe. En effet, les niveaux les plus épais correspondent systématiquement aux zones en creux, où le niveau

supérieur de la tourbe basale est le plus profond. A l'Ouest, on retrouve cette même configuration en bordure de la tourbière, mais lorsque l'on progresse en direction du ruisseau, cet horizon histique est remplacé par une tourbe marbrée (H3). Enfin, au Nord, la tourbe est beaucoup plus décomposée, plus foncée et plus hétérogène et riche en matière minérale.

Cette couche de tourbe blonde, très fibrique est surmontée sur une grande partie de la zone centrale de la tourbière, par un niveau plus hétérogène, sombre, généralement plus décomposé (H3-H6), ou tout au moins beaucoup plus riche en macrorestes (tourbe marbrée). Ce niveau, d'une épaisseur moyenne d'environ 1,5 mètres, est surmonté d'une couche de tourbe plus organique (figure 39).

En plan, il est possible de voir une succession verticale de niveaux à incendie, de 1 à 3 cm d'épaisseur, situés entre 1,4 et 2 mètres de profondeur. Ces niveaux à incendie sont beaucoup plus visibles et réguliers dans la partie occidentale de la tourbière (figure 41) et semblent se prolonger en direction de l'est mais beaucoup plus discrètement.

5.3.3.4. Le cône de déjection

Les données topographiques et les sondages ont révélé la présence d'un cône de déjection sur la partie Nord-Est, là où se déversaient autrefois les eaux d'alimentation des sous-bassins amont (figure 36). Ce cône s'étend sur près de 300 mètres dans le sens de la longueur et s'étale sur une centaine de mètres de part et d'autre du grand fossé de drainage. Il est constitué de sédiments minéraux, très ponctuellement enrichis en matière organique. Les pertes au feu varient entre 18,4 et 2,4 % (Tableau 3). Dans l'axe du fossé, les matériaux observés ont une granulométrie relativement homogène et peu grossière. Seule la partie proximale présente, sur une vingtaine de mètres à l'apex du cône, quelques niveaux grossiers à galets dont la taille varie entre 5 et 15 cm dans leur plus grande longueur. Malheureusement, il s'agit d'une zone dans laquelle il y a eu de nombreux bouleversements lors de la création du fossé d'une part, mais surtout lors de la construction des infrastructures sportives qui bordent cette partie du marais. Il semblerait néanmoins qu'il y ait quelques lits à galets, mais il est difficile d'être affirmatif tant la zone a été perturbée. Il peut s'agir aussi bien de matériaux remaniés que de matériaux apportés lors des travaux. Dans sa partie centrale, la base du cône est constituée de matériaux fins, à dominante argileuse et limoneuse, alors que son cœur est plus chargé en sable avec quelques cailloux, les plus grossiers rencontrés ne dépassent pas 3-4 cm et sont sub-arrondis. La bordure du fossé de drainage présente des traces de remaniement

sur les 30 à 60 premiers centimètres. Le matériel semble mélangé, aéré, peu compact, de plus en plus organique sur sa partie supérieure.

Noms des échantillons	profondeurs	Argile (%)	limon fin (‰)	limon grossier (‰)	sable fin (‰)	sable grossier (‰)	perte au feu (‰)
RIB-COUP-0	surface	10,1	123	56	472	246	74
RIB-COUP-1	43-70 cm	17,8	237	114	279	190	184,2
RIB-COUP-2	100-105 cm	25,9	395	159	116	69	112,7
RIB-COUP-3	105-107 cm	1,9	40	32	140	767	23,8
RIB-COUP-4	156-162 cm	5,6	107	42	171	621	32,4
RIB-COUP-5	205-210 cm	41,5	473	67	17	25	182,7
RIB-COUP-6	211-214 cm	49,6	419	62	11	10	73,2

Tableau 3 : Granulométrie et pertes au feu de la partie centrale du cône de déjection

Sur la bordure Sud, vers l'intérieur de la tourbière, les faciès dominants sont argileux. Entre 200 et 235 cm de profondeur, des niveaux graveleux, plus grossiers, sont beaucoup plus humides, voire même gorgés d'eau. Sur les marges du cône, le matériel est beaucoup plus fin et mêlé à la matière organique, plus abondante, mais encore très décomposée. Il s'agit de faciès de type organo-minéraux d'abord collants et compacts. A mesure que l'on pénètre dans la tourbière, les fibres deviennent plus grossières et le matériel plus humide. A une centaine de mètres du grand fossé de drainage, sous une quarantaine de centimètres de sol brun de plus en plus argileux et humide, apparaît enfin la tourbe. D'abord riche en argile et en matière amorphe elle devient rapidement méso-fibrique, puis de plus en plus fibrique.

5.3.4. Le fonctionnement hydrologique des tourbières

5.3.4.1. Rappel de l'état des connaissances

« *The most characteristic feature of wetlands is that they wet* » (Wheeler 1999). La tourbe peut contenir plus de 95 % de son poids en eau (Charman 2002 ; Holden 2005). C'est pourquoi, la question de l'eau est incontournable lorsque l'on étudie les tourbières. Une attention toute particulière doit être portée au fonctionnement hydrologique des tourbières dans la mesure où leur alimentation hydrique conditionne d'une part la turfigenèse et d'autre part la répartition et l'organisation des communautés vivantes. L'objectif n'est pas de fournir un bilan hydrologique exhaustif, mais de réunir suffisamment de données pour comprendre le fonctionnement hydrologique de la tourbière de Ribains. En effet, obtenir un bilan hydrologique fiable, nécessite l'acquisition de données climatiques précises *in situ* (précipitations, évapotranspiration), ainsi que des mesures régulières des débits à l'entrée et la sortie de la zone humide. Ce suivi implique la mise en place d'un équipement important et onéreux. S'ajoute à cela la difficulté d'obtenir les limites précises du bassin hydrographique, compte tenu du contexte géologique, des apports importants des sources et de l'absence de données sur leur origine. A défaut de pouvoir étudier l'ensemble de ces variables, nous avons choisi d'équiper la tourbière de Ribains de 9 piézomètres, dont certains pourvus d'enregistreurs automatiques (OTT-Thalimèdes), d'un pluviomètre et de 4 sondes thermiques de type Hobo, complétant les données climatiques fournies par la station Météo France de Landos situé à 2 km. Les mesures recueillies avec ce matériel sont ensuite croisées avec les données hydro-géomorphologiques, topographiques, litho-stratigraphiques, pédologiques et floristiques réunies sur la tourbière. Cette méthode permet d'obtenir une bonne connaissance générale de son fonctionnement hydrique.

« *Comme dans toutes les zones humides les caractéristiques hydrologiques des tourbières sont étroitement liées aux relations entre les contextes géologique et géomorphologique – imperméabilité plus ou moins grande des terrains, topographie – et les conditions climatiques – abondance des précipitations, températures...*(Cubizolle 2005) ». L'hydrologie commande les processus chimiques et biotiques des tourbières (Mitsch & Gosselink 1993 ; Reeve *et al.* 2000). Elle joue un rôle essentiel dans les mécanismes de développement de ces milieux en réglant notamment les interactions entre la végétation, la dynamique nutritive et le flux de carbone (Wadington & Roulet 1997 ; Holden 2005). La physionomie de la tourbière est donc tributaire du fonctionnement hydrologique. Deux types

de tourbières doivent d'ailleurs être clairement distinguées dans leur mode de fonctionnement : les tourbières bombées et les tourbières basses (Bragg 2002). Les premières sont strictement ombrotrophes alors que les secondes sont minérotrophes.

Comme pour toutes les zones humides le régime hydrologique d'une tourbière basse peut être caractérisé par la variation de l'emmagasinement (ΔEm) ou du stockage. Celui-ci correspond « à la somme des précipitations (P) et des débits entrants (De) de l'eau souterraine (SO) et superficielle (SU), à laquelle on soustrait l'évaporation (Ev) et les débits sortants (Ds) de l'eau souterraine et superficielle.

$$P + SODe + SUDe - Ev - SODs - SUDs = \Delta eEm \text{ » (Price 2001).}$$

Les travaux de recherche concernant le fonctionnement hydrologique des tourbières sont nombreux et s'accordent généralement à montrer la complexité des processus et la difficulté à obtenir des bilans précis. Dans ces conditions, les tourbières bombées ont fait l'objet de beaucoup plus d'attention, au détriment des tourbières basses. En effet, l'alimentation en eau des tourbières ombrotrophes est d'origine atmosphérique ce qui simplifie les bilans hydrologiques. En France très peu de sites ont fait l'objet de telles études (Miouze 1985 ; Francez 1990 ; Dzikowski *et al.* 2000). Dans le cas des tourbières de maars, la principale contrainte pour l'application de ce modèle est la mesure des apports et des sorties des eaux souterraines. Ces deux variables sont très difficilement quantifiables mais leur contribution au bilan est probablement très importante.

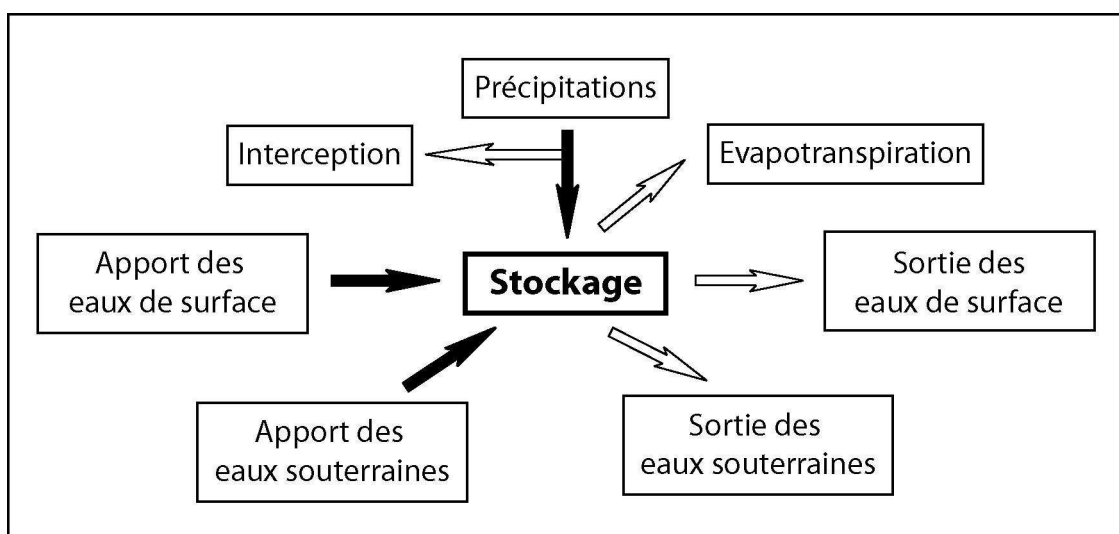


Figure 42 : Caractéristiques principales de l'équilibre hydrologique d'une tourbière (d'après Charman 2000)

La dynamique et l'équilibre d'une tourbière dépendent en grande partie de sa capacité dynamique de stockage. Plus cette capacité est faible, plus la tourbière est dépendante des entrées et, par conséquent plus les fluctuations de la nappe risquent d'être notables. De ces fluctuations dépend en partie la formation de la tourbe. Lorsque la nappe est trop basse, notamment lors de longues périodes de sécheresse, la tourbification peut être stoppée ou tout au moins ralentie (Clymo 1984 ; Price 2001). C'est pourquoi, l'analyse du comportement hydrologique des tourbières est fondamentale dans une perspective de restauration ou tout au moins de conservation d'une activité turfigène (Wastiaux 2000).

▪ *Les écoulements de surface*

Pour qu'une tourbière demeure active il faut que le bilan hydrique soit nul ou positif. Le stockage de l'eau est tel que la nappe est toujours proche de la surface. La dynamique de l'eau disponible à la surface de la tourbière, soit par précipitations, soit par affleurement de la nappe dépend de la topographie, de la couverture végétale, des caractéristiques physiques du sol et sa teneur initiale en eau.

La **topographie** d'une tourbière peut être observée à plusieurs échelles. Dans un premier temps, il convient d'évaluer la valeur et la direction de la pente à l'échelle de toute la surface de la tourbière (figure 44). Cette étape nous permet d'obtenir la direction principale des écoulements. Dans un deuxième temps, il est important d'examiner à une échelle plus fine, la direction des écoulements secondaires, notamment avec le rôle des drains (naturels ou anthropiques) et de chercher s'il existe des zones dépressionnaires, susceptibles de concentrer une part des écoulements. En effet, dans un contexte topographique globalement plat, des variations, même minimales, d'altitude, peuvent favoriser la recharge ou la décharge d'une zone (Reeve *et al.* 2000).

La **couverture végétale** ralentit les écoulements de surface et favorise ainsi sa pénétration dans le sol (Cosandey & Robinson 2000). La densité de la couverture végétale comme le type de végétaux sont des variables à ne pas négliger dans ce domaine.

Les **caractéristiques physiques du sol**, déterminées par sa texture (taille des particules qui constituent ce sol) et sa structure (manière dont ces particules sont agrégées entre elles) vont décider de la capacité d'infiltration et de rétention de l'eau dans le sol (Duchaufour 1997 ; Cosandey & Robinson 2000 ; Holden 2005). On distingue généralement les tourbes à carex des tourbes à sphaignes dont la rétention de l'eau est nettement plus élevée.

Enfin, la **teneur initiale en eau du sol** permet, ou non, l'infiltration des écoulements de surface en profondeur. Lorsque les sols sont saturés, soit par contribution directe des précipitations tombant sur ces surfaces saturées, soit par contribution de l'eau de subsurface restituée par exfiltration (d'une nappe perchée par exemple), l'excès d'eau s'écoule par gravité (Holden 2005).

Il existe ainsi deux modes principaux d'écoulement de surface qui peuvent se combiner :

- l'écoulement par dépassement de la capacité d'infiltration (écoulement hortonien),
- l'écoulement sur surfaces saturées ou « *aires contributives saturées* » (Cosandey & Robinson 2000)

▪ *L'eau dans la tourbe*

La dynamique des écoulements au sein de la tourbe est une question complexe. Il existe plusieurs schémas de fonctionnement. Le plus couramment admis différencie deux couches bien distinctes d'un point de vue fonctionnel, l'acrotelm et le catotelm (Ivanov 1948, 1981). Ingram (1983), note d'ailleurs que cette distinction entre acrotelm et catotelm est un concept important et fondamental pour comprendre l'hydrologie, l'écologie et la pédologie des tourbières. Ce système de couches a d'ailleurs été largement admis dans la littérature scientifique internationale depuis la fin des années 1970. Depuis, de nombreuses modélisations du fonctionnement et du développement des tourbières ont utilisé ce schéma (Kirkby *et al.* 1995 ; Hilbert *et al.* 2000 ; Holden & Burt 2003 ; Holden 2005)

L'**acrotelm**, correspond à la couche supérieure au sein de laquelle la circulation de l'eau se maintient, permettant l'apport d'oxygène et le développement des processus de décomposition. Le **catotelm** est la couche inférieure au sein de laquelle la circulation de l'eau est extrêmement réduite du fait de la très faible conductivité hydraulique ; la pénétration de l'oxygène s'en trouve limitée et les processus de décomposition considérablement ralentis. Selon ce modèle les eaux de l'acrotelm sont totalement déconnectées des eaux souterraines et constituent une véritable nappe perchée. Cette structure verticale à deux couches est qualifiée de diplotelmique. Certains préfèrent utiliser les termes de *couche active* et de *couche inactive* ou *inerte* pour définir ces deux niveaux (Romanov 1968). La limite entre les deux couches

n'est pas clairement définie d'un point de vue stratigraphique mais on considère qu'elle correspond au plus bas niveau de la nappe atteint pendant l'été (Clymo 1984). Cependant, « *la distinction entre acrotelm et catotelm n'existe pas dans les bas-marais tourbeux où la nappe profonde et celle qui est alimentée par les précipitations se confondent en une seule* » (Gobat *et al.* 1998). Cette structure diplotelmique est caractéristique des tourbières ombrotrophes bombées qui constituent le stade ultime théorique de l'évolution d'une tourbière.

En opposition avec le modèle diplotelmique, Chason & Siegel (1986) et Siegel & Glaser (1987) mesurent une conductivité hydraulique plus importante dans certaines zones du catotelm. Reeves *et al.* (2000) distinguent deux modes de fonctionnement. Un premier, dans lequel dominent les écoulements peu profonds d'origine ombrotrophe (*shallow-flow model*) et un deuxième dans lequel le rôle des eaux minérotrophes est nettement plus important (*ground-water flow model*).

Le modèle "*shallow-flow*" suppose que la tourbe plus profonde et plus décomposée (catotelm d'Ingram, 1982, 1983) est imperméable, isolant la tourbe la plus élevée (acrotelm) du sol ou de la roche minérale en place. Selon ce modèle, ces tourbières sont uniquement alimentées par les précipitations car topographiquement plus élevées et de ce fait déconnectées du ruissellement et des eaux souterraines. Les écoulements verticaux sont à peu près nuls et les écoulements latéraux l'emportent.

En revanche, le deuxième modèle "*ground-water flow*" est plus adapté aux tourbières basses et intermédiaires. Ce modèle suppose que, même si la nappe superficielle est maintenue par les précipitations et les eaux de ruissellement, elle n'exclut pas d'éventuelles remontées d'eaux souterraines ou d'écoulements au sein de macropores présents ponctuellement dans la tourbe. Le niveau des eaux souterraines est en partie déterminé par les conditions climatiques. Lors des périodes sèches le niveau de la nappe souterraine peut pénétrer par capillarité plus haut dans l'histosol que durant les périodes humides (Glaser *et al.* 1997). A l'inverse, l'eau de la nappe superficielle est également en mesure d'alimenter la nappe phréatique sous-jacente à la tourbière. Reeves *et al.* (2000) s'accordent à dire que l'ampleur de l'écoulement vertical est principalement commandée par la perméabilité du substrat sur lequel repose la tourbière. L'écoulement latéral ne serait alors pas dû à la basse perméabilité du catotelm, comme cela est généralement supposé dans beaucoup d'études sur les tourbières, mais à la différence de conductivité hydraulique entre la tourbe et le substrat minéral sous-jacent.

Des cellules locales d'écoulement peuvent conduire l'eau interstitielle de la tourbe dans le sol minéral perméable. En effet, la présence de macropores, favorisant les écoulements en profondeur (Beven & Germann 1982), peut être envisagée dans une colonne de tourbe. Ce type d'écoulement a d'ailleurs été observé dans des tourbières irlandaises (Holden 1998 ; Holden & Burt 2002). Des travaux récents montrent que 30 % des écoulements présents dans la tourbe se font préférentiellement par des macropores (Baird 1997 ; Holden *et al.* 2001). D'autres études remarquent que la présence de matériaux de forte perméabilité au-dessous d'une couche de tourbe favorisera également la création d'une cellule d'écoulement locale qui pénètre dans le substrat minéral (Siegel 1983 ; Chason & Siegel 1986 ; Siegel & Glaser 1987 ; Glaser *et al.* 1997).

L'écoulement vertical peut être augmenté lorsque la nappe est près de la base de l'acrotelm. Dans ce cas, ce compartiment hydrologique est moins saturé et par conséquent la décharge latérale diminue. Cependant, lorsque la tourbe forme un horizon histique de faible perméabilité, les mouvements verticaux de l'eau interstitielle deviennent négligeables et les écoulements latéraux dominant dans la partie supérieure de la colonne de tourbe (Reeve *et al.* 2000). Quoiqu'il en soit les différences de conductivité entre les horizons histiques qui composent la colonne de tourbe jouent un rôle important dans la formation de ces cellules locales d'écoulement.

Certains auteurs se sont attachés à déterminer si la loi de Darcy était applicable aux écoulements gravitaires en milieu tourbeux (Romanov 1968 ; Loxham & Burghardt 1986 ; Reeve *et al.* 2000 ; Wastiaux 2000 ; Dai & Huang 2006). Francez (1990) conclut que malgré certains résultats contradictoires, *« il est possible de séparer 2 configurations selon la structure de la tourbe et la section des pores. Lorsque la tourbe est humifiée, et par conséquent à structure fine, la loi de Darcy ne semble pas applicable ; lorsqu'elle est peu décomposée, donc à structure macroporeuse dominante, la loi s'applique. En d'autres termes, il existe une corrélation négative entre le taux d'humification de la tourbe et la conductivité hydraulique ou la porosité »* (Francez 1990). D'autres auteurs (Mathur *et al.* 1982) considèrent que c'est avant tout la profondeur qui est inversement corrélée à la conductivité hydraulique, indépendamment de paramètres de décomposition.

Les valeurs de conductivité hydraulique citées dans la littérature sont très variables et dépendent du type de tourbe, du degré d'humification et de la composition botanique, mais encore des conditions de formation de la tourbe (Ingram 1983 ; Baird 1995 ; Gobat *et al.* 1998 ; Wastiaux 2000 ; Charman 2002). Rycroft *et al.* (1975) indiquent des valeurs de conductivité

très faibles comprises entre $2,1 \times 10^{-4}$ cm/s et $7,9 \times 10^{-4}$ cm/s. D'après Francez (1990) ces valeurs oscillent entre $8,7 \times 10^{-5}$ cm/s et $1,5 \times 10^{-4}$ cm/s selon le degré d'humification et la composition botanique des échantillons considérés. Baden & Eggelsmann (1963) donnent pour des tourbes allemandes des conductivités hydrauliques comprises entre 1 et 5×10^{-4} cm/s dans la tourbe à sphaignes et entre 8×10^{-4} et 3×10^{-3} cm/s dans la tourbe à Carex (Francez 1990). « Verry & Boelter (in Mitsch & Gosselink 1993) ont mesuré une conductivité K supérieure à $1,50 \times 10^{-3}$ cm/s dans une tourbe fibrique et inférieure à $0,012 \times 10^{-3}$ cm/s dans une tourbe saprique. En comparaison, la conductivité d'une argile est d'environ $0,0005 \times 10^{-3}$ cm/s et celle d'un sable de 50×10^{-3} cm/s » (Gobat et al. 1998).

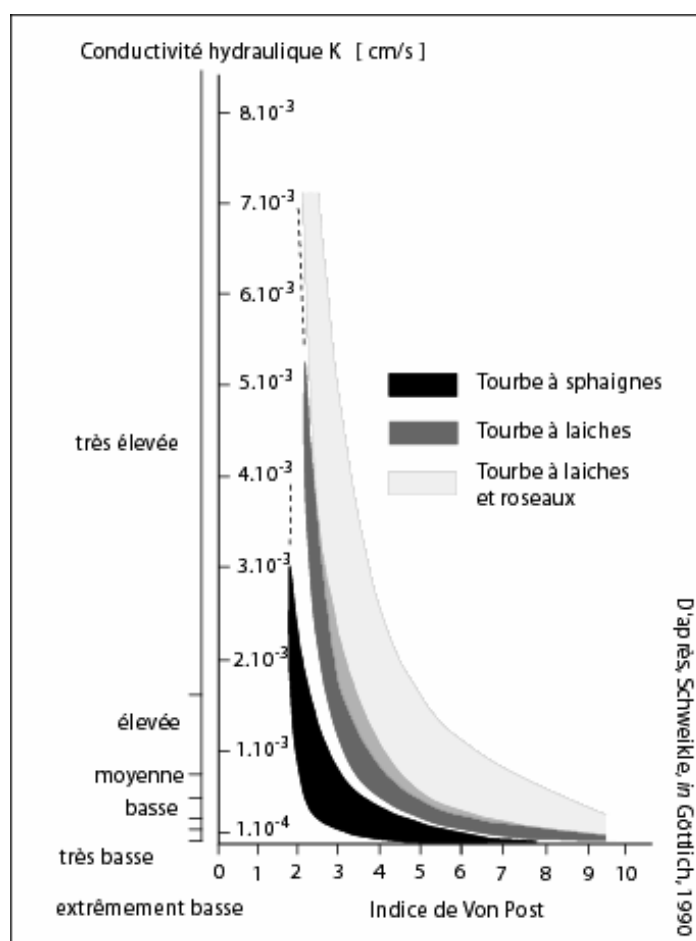


Figure 43 : Conductivité hydraulique de trois types de tourbe (D'après Schweikle, in Göttlich 1990, copié dans Gobat et al. 1998, p. 293)

Enfin, un autre type d'écoulement plus rapide peut être envisagé sous forme d'un réseau souterrain d'eau libre au cœur de la masse tourbeuse. Ce type d'écoulement a déjà été observé

dans de nombreuses tourbières à travers le monde (Holden 2005). Holden (2002) décrit des réseaux pouvant atteindre 150 mètres de long pour un diamètre de 3 à 70 cm.

Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que les diverses expériences menées sur la circulation de l'eau dans les tourbières soient si hétérogènes, voire parfois contradictoires. Quoi qu'il en soit, la relation entre l'hydrologie et la structure interne de la tourbe se révèle déterminante puisqu'elle assure la dynamique des écoulements au cœur de la tourbière. C'est pourquoi il est essentiel d'étudier l'organisation litho-stratigraphique d'une tourbière avant d'étudier son fonctionnement hydrologique.

5.3.4.2. Les écoulements à Ribains

Le plan d'ensemble de la surface de la tourbière de Ribains est orienté est-ouest, en direction de l'exutoire. Toutefois, si les écoulements de surface circulent en direction de l'Ouest, ils ne parcourent pas pour autant un tracé rectiligne. Compte tenu de la faible pente, ils sont très diffus et empruntent un réseau secondaire déterminé par la pente de la zone concernée. Pour l'essentiel, ce réseau secondaire tend à concentrer les écoulements en direction du réseau hydrographique principal, c'est-à-dire vers le ruisseau de la source des Empèzes et le grand fossé de drainage. Malgré la densité de l'ancien réseau de drainage, celui-ci n'est plus véritablement fonctionnel, faute d'entretien. Ces petits fossés ou rigoles, sont, pour l'essentiel, fermés ou comblés. Les seuls, encore actifs, sont ceux qui canalisent les principales sources de la partie Sud. Le débit est tel qu'ils sont naturellement entretenus. Lorsque les drains sont fermés, ils n'assurent plus leur rôle et concentrent au contraire une partie des écoulements. L'ancien fossé central, orienté Nord / Sud, autrefois plus large et plus profond, illustre clairement cette situation. Notons au passage que c'est dans cette zone que se développe la Renoncule langue (*Ranunculus lingua*). D'autres zones déprimées, tendent aussi à concentrer une partie de l'eau écoulée. C'est le cas de la fosse de tourbage et de sa bordure, où la tourbe s'est affaissée de quelques dizaines de centimètres (figure 34). A l'inverse, d'autres secteurs tels que les zones boisées (à l'exception de la ripisylve et de la saulaie développées en périphérie de la fosse), correspondent à des niveaux topographiques plus élevés, faisant en quelque sorte obstacle aux écoulements.

Cependant, compte tenu de la faible pente et de la densité de la végétation, la part des écoulements de surface dans le système hydrologique de la tourbière reste faible.

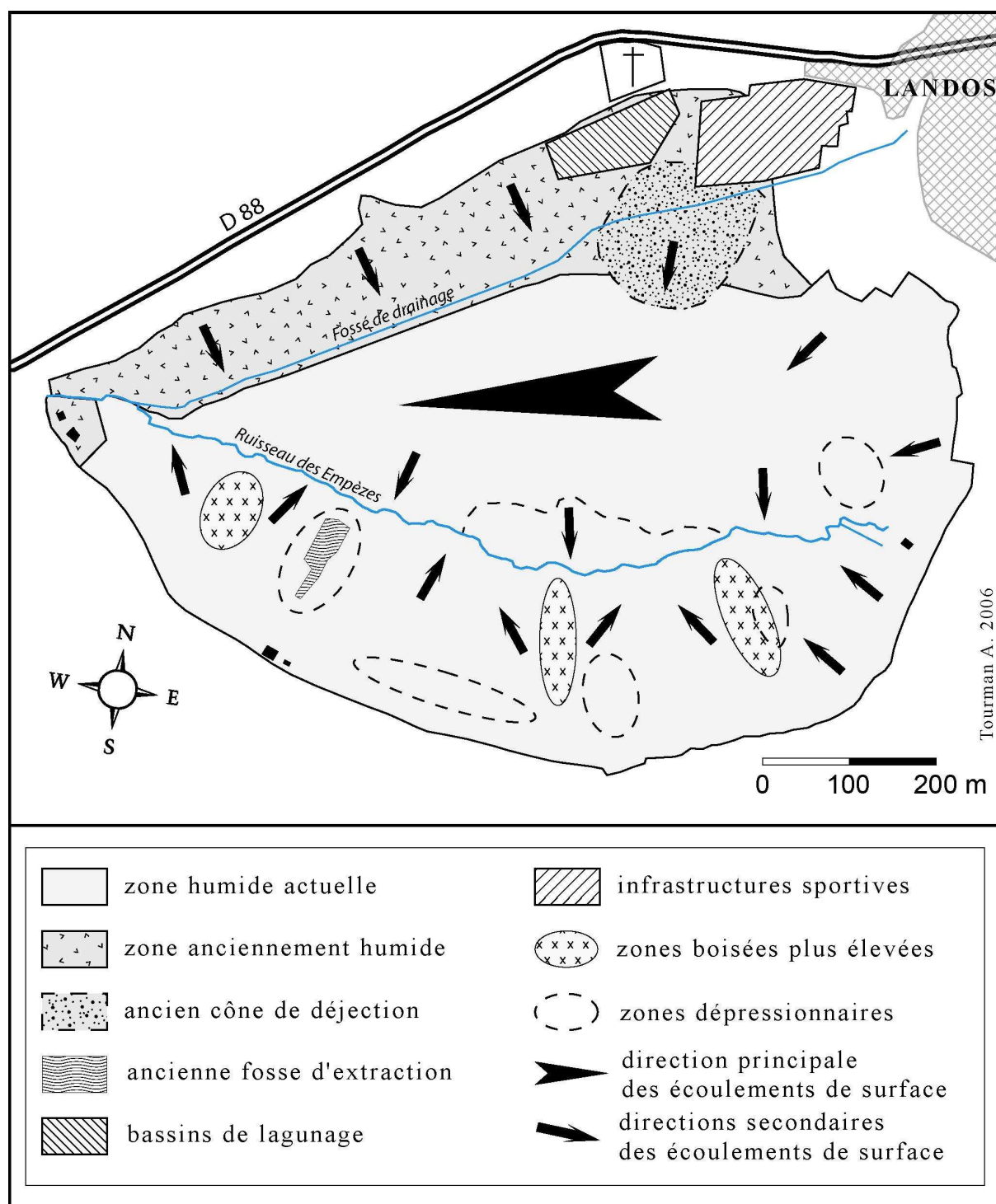


Figure 44 : Carte synthétique des écoulements de surface du marais de Ribains

L'étude lithostratigraphique montre une alternance de niveaux très fibriques et de niveaux plus humifiés :

- les niveaux les plus humifiés, plus riches en matière amorphe sont généralement moins humides, entre 50 et 70 %. Certains niveaux de tourbe semblent parfois presque secs tant ceux-ci sont compactés et finement lités. Il arrive néanmoins, que certains horizons sapriques, dont la couleur et la texture s'apparentent à des gyttje, soient gorgés d'eau. Ces niveaux peu épais, en moyenne de 5 à 20 cm, sont généralement inscrits entre deux horizons histiques moins décomposés. Cette tourbe saprique liquéfiée flue lorsque l'on ouvre le carottier.
- Les tourbes fibriques plus humides, contiennent entre 70 et 90 % d'eau. A la différence de la tourbe saprique gorgée d'eau décrite précédemment, le matériel reste cohérent et seule une légère pression permet de libérer une eau relativement peu troublée. La tourbe mixte de couleur marbrée, composée de plus gros macrorestes, contient une part d'eau plus élevée, en moyenne jusqu'à 10 % de plus.

Ainsi, tout porte à croire que la tourbe marbrée, plus humide et dont la texture s'apparente à une tourbe à laïches et roseaux (figure 43), possède une conductivité hydraulique plus élevée. Dans ce cas les écoulements se font préférentiellement dans ce type d'horizons et ce d'autant plus que la tourbe est peu décomposée. En revanche, les horizons les plus humifiés freineraient les écoulements verticaux, favorisant alors un écoulement latéral.

Si l'on observe maintenant la coupe stratigraphique et l'on applique cette hypothèse, on peut imaginer plusieurs aquifères, indépendants des battements de la nappe de surface, dont le déplacement est entretenu par l'inclinaison des couches de tourbe concernées par cet écoulement. Cependant, si les tourbes peu dégradées sont relativement poreuses et présentent une conductivité hydraulique supérieure à d'autres plus dégradées (figure 43), le flux hydrique n'en demeure pas moins lent et le rôle de la topographie négligeable (Gobat *et al.* 1998).

Lors des carottages réalisés à Ribains, certaines observations nous conduisent à penser que des écoulements rapides existent au sein de cette tourbière. En effet, nous avons observé à de nombreuses reprises, la présence de poches de vases organiques très liquides ou de tourbes sapriques liquéfiées. Dans certains secteurs, ces niveaux de tourbe, gorgés d'eau, apparaissaient de manière régulière :

- sur le profil en long, entre les sondages 1 et 4, de 165 à 200 cm de profondeur et, entre les sondages 9 et 12, de 315 et 340 cm

- au niveau du cône de déjection, sur plus d'une centaine de mètres, du fossé de drainage vers l'intérieur de la tourbière, de 200 à 240 cm de profondeur.

La quantité et la vitesse des flux hydriques pourraient expliquer la présence de ces niveaux dans des tourbes plus humifiées pourtant considérées comme moins perméables. En effet, si l'eau est en quantité plus importante et circule plus vite, la concentration en oxygène augmente proportionnellement et favorise alors l'activité biologique et donc la dégradation de la matière organique dans ces horizons (Gobat *et al.* 1998).

Le long de la source des Empèzes, sur la berge Sud, il est possible d'observer quelques petites résurgences au sein de la tourbe à partir desquelles se forment de petits cônes composés de vase organique. Cette vase organique, semblable à des gyttje riches en débris organiques (sapropel doppleritic), provient d'écoulements souterrains empruntant d'anciennes rigoles, aujourd'hui fermées. L'abandon de ces drains a permis à la végétation de les combler. En revanche, si ceux-ci ne sont plus actifs en surface, ils n'en demeurent pas moins actifs en profondeur. Les écoulements qu'ils drainent, proviennent des sources qui résurgent en bordure Sud du cratère. Le débit de ces sources n'a pas permis à la tourbe de combler entièrement le drain, malgré la présence de végétaux turfigènes en surface (figure 45). Les débris fins sont alors expulsés entretenant ainsi le réseau. Ce type de processus peut encore, ou a pu fonctionner au cœur de la tourbière, ce qui expliquerait la présence de tourbe saprique liquéfiée.

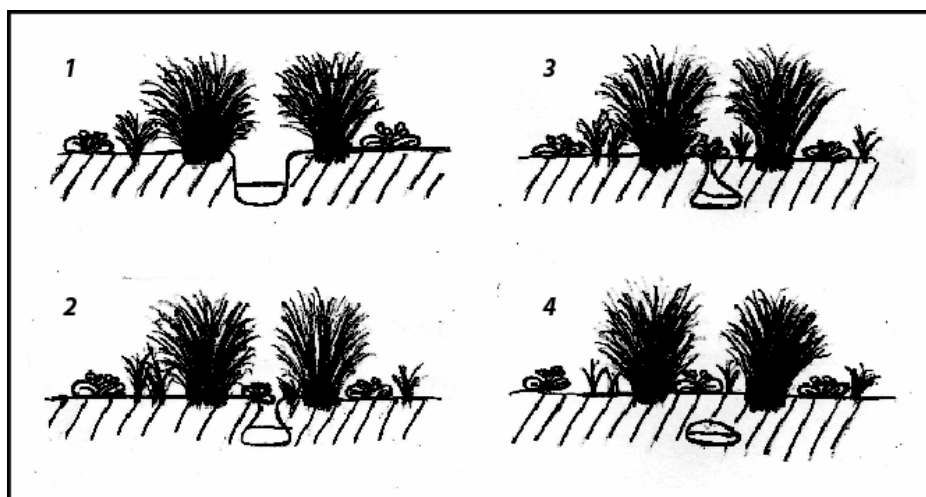


Figure 45 : Fermeture naturelle d'un drain est mise en place d'un écoulement souterrain au sein de la tourbe

Dans ces conditions, il aurait été intéressant de mettre en place un réseau de piézomètres, installés en doublon à des profondeurs différentes, afin de détecter la présence de plusieurs aquifères. Malheureusement, compte tenu de l'étendue de la tourbière, du nombre d'équipements déjà en place et de la part déjà importante du travail de terrain, nous n'avons pas tenté l'expérience. D'un autre côté, nous avons jugé préférable d'étudier le fonctionnement général de la tourbière avant d'approfondir ces questions.

5.3.4.3. L'analyse des variations piézométriques.

Les données piézométriques ont été recueillies à partir de quatre piézomètres répartis sur l'ensemble de la tourbière. Ces piézomètres ont été équipés de codeurs limnimétriques automatiques (photographie 12), de type OTT-Thalimedes. Insérés dans des tubes de PVC de diamètre 120 mm, enfoncés dans la tourbe à une profondeur de 1,20 mètre et perforés sur toute leur longueur, ces enregistreurs sont reliés à une poulie sur laquelle coulisser un câble accroché de part et d'autre à un flotteur et à un plomb. Lorsque la nappe fluctue, le flotteur suit le mouvement, faisant alors tourner la poulie qui transmet ainsi l'information à l'enregistreur (photographie 12). Ces appareils, alimentés par une pile de 1,5 V, ont une autonomie comprise entre 3 et 6 mois. Le pas d'enregistrement peut être réglé à sa convenance. Ce matériel a l'avantage d'être facile à installer, discret, fiable et relativement bon marché (1500 € TTC en 2004). Les transferts de données via un PC se font par liaison infra-rouge. Ce type de transfert présente plusieurs inconvénients :

- il doit se faire à l'abri de la lumière directe, ce qui n'est pas toujours très pratique sur le terrain, notamment lors des journées ensoleillées ;
- la surface transparente de l'enregistreur doit rester propre et ne doit pas être rayée, sinon la liaison devient difficile.

Ces équipements ont pour objectif d'observer le comportement de la nappe superficielle en plusieurs points de la tourbière. Nous avons choisi d'installer ces piézomètres le long de deux transects. Le premier transect est réparti d'est en ouest, d'amont en aval de la tourbière, dans le sens de la pente principale. Le second est orienté nord / sud afin d'étudier le comportement de la nappe sur la partie la moins dégradée, au Sud, ainsi que dans la zone affectée par le fossé de drainage, au Nord.

Quatre autres piézomètres à lecture manuelle et de diamètre plus réduit (50 mm) ont été installés en complément, dans l'axe du transect Nord / Sud, entre le piézomètre 3 équipé installé le plus au Nord et le grand fossé de drainage. De cette façon nous pouvons observer l'impact du fossé de drainage sur la nappe.



Photographie 12 : Relevé d'un codeur limnimétrique de type OTT-Thalimedes sur Ribains

Malgré la proximité de la station Météo France, situé à 1,5 kilomètres au Nord-Est du bourg de Landos, nous avons également acquis un pluviomètre Hobo à auget basculeur, afin d'observer en temps réel les variations de la nappe en rapport avec la pluviométrie. Ce pluviomètre installé le 26 mai 2004, enregistre tous les événements supérieurs à 0,25 mm, faisant basculer l'auget. Malheureusement, une personne a manipulé sans précaution le pluviomètre le rendant inutilisable. Nous n'avons donc pu obtenir que 6 mois d'enregistrements en continu, du 26 mai au 10 novembre 2004. Pour compléter les données déjà recueillies et obtenir au moins une année d'enregistrements, nous avons complété le travail avec des données Météo France. Par précaution nous avons comparé les totaux pluviométriques quotidiens de notre pluviomètre avec ceux enregistrés sur la station Météo France de Landos. Ceux-ci révèlent que l'appareil surestime les volumes précipités de près de

40 % lors des gros évènements pluviométriques. En réalité, l'auget basculeur, en plastique, trop léger, rebondit lorsqu'il bascule trop rapidement lors des précipitations de forte intensité. Ce même phénomène se produit mais dans une moindre mesure lors des jours de grand vent, faisant bouger le dispositif et basculer l'auget. Ce matériel s'est donc révélé fragile et donc inadapté aux conditions du terrain. Nous nous sommes donc appuyé sur les données Météo France de Landos (figure 46).

Les fluctuations de la nappe répondent aux variations climatiques de plusieurs manières. D'abord saisonnièrement, avec une période de recharge, appelée hiver hydrologique, et une période de décharge, l'été hydrologique. Mais aussi diurnes, en réponse à l'évapotranspiration ; cette analyse plus délicate nécessite des données plus précises. La nappe réagit également à des évènements climatiques particuliers, lors de fortes précipitations ou, au contraire, de périodes de sécheresses plus importantes. A cela s'ajoute les variations dues aux activités humaines, notamment par drainage et par captage.

La figure 47 montre les variations saisonnières de la nappe sur chacun des quatre piézomètres entre le 10 mai 2004 et le 26 avril 2005. A cette information sont ajoutées les précipitations et l'ETP, calculées selon la formule de Monteith. Les graphiques de la figure 48, nous permettent également de situer les années 2004 et 2005, concernées par l'étude piézométrique, par rapport aux normales saisonnières (précipitations, températures et ETP), calculées sur les douze dernières années, entre 1993 et 2005.

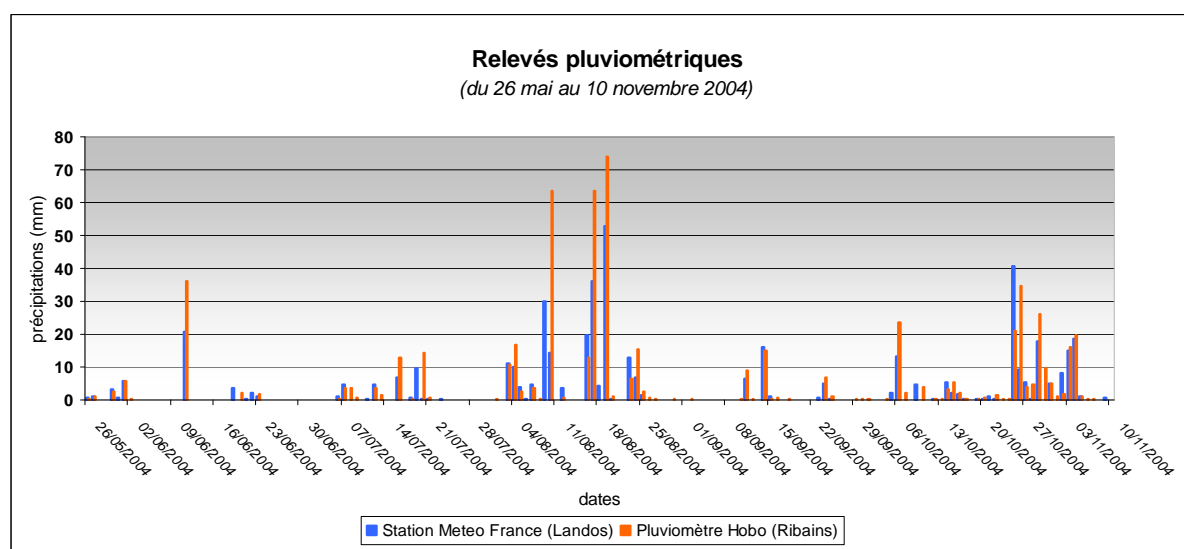


Figure 46 : Comparaison des données pluviométriques Météo France (station de Landos) avec le pluviomètre Hobo (tourbière de Ribains)

Sur la période 2004-2005, les variations annuelles des piézomètres montrent une période de décharge, au cours de laquelle la nappe commence à baisser dès le mois de mai et chute ensuite assez rapidement entre juin et août. Le niveau reste ensuite relativement bas jusqu'au mois d'octobre, période à partir de laquelle la nappe se recharge à nouveau.

Dans le détail, on constate que le système répond très clairement aux précipitations et aux périodes plus sèches et plus chaudes durant lesquelles l'ETP est sensiblement plus élevée. Pour les mois de mai à juillet 2004, les précipitations sont nettement inférieures à la normale saisonnière, ce qui peut expliquer cette chute brutale du niveau de la nappe. Lors d'une année pluvieuse, la nappe devrait descendre plus progressivement. A la différence des mois précédents, août a été très pluvieux, avec de violentes averses, dépassant fortement la moyenne annuelle. La station Météo France de Landos a enregistré 113 mm de précipitations entre le 16 et le 19 août. La réponse de la nappe a été rapide, avec un pic important sur les piézomètres 1 et 2.

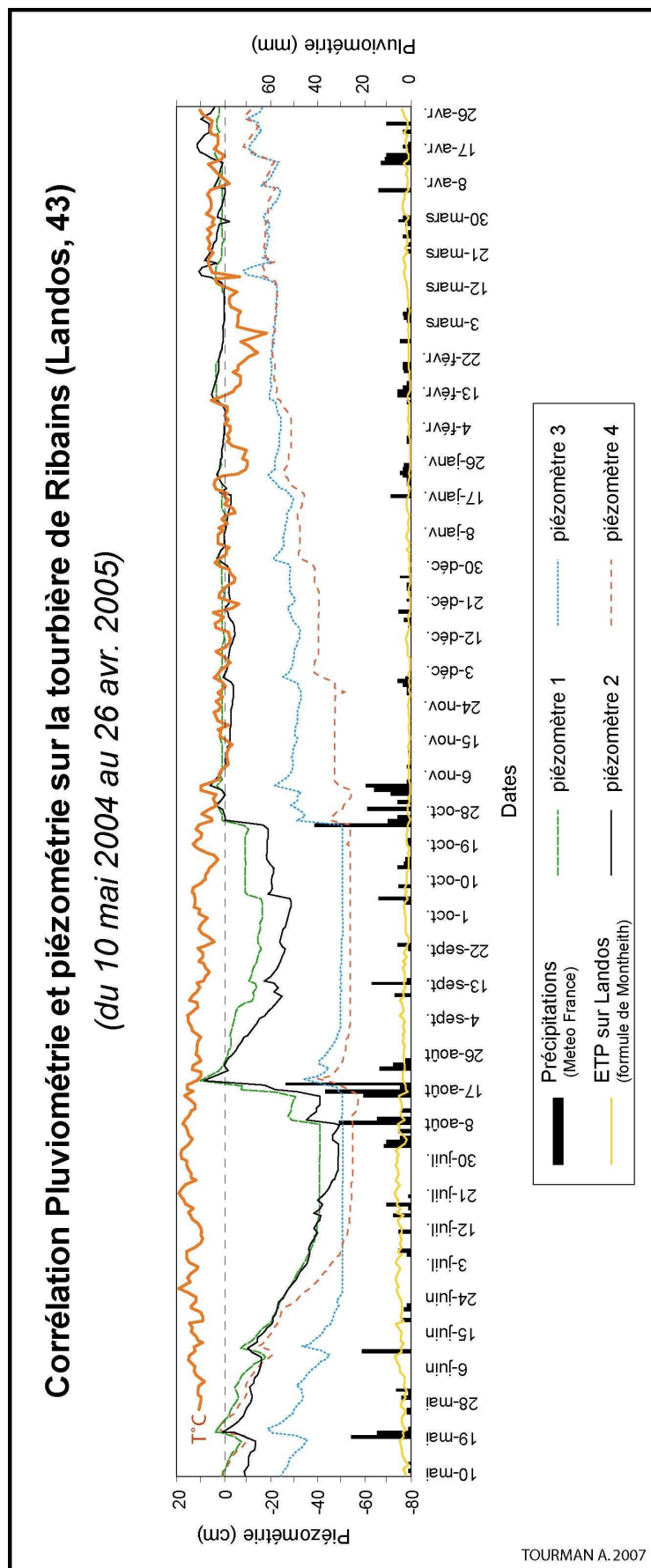


Figure 47 : Pluviométrie - piézométries sur une année, du 10/05/2004 au 26/04/2005 (Ribains)

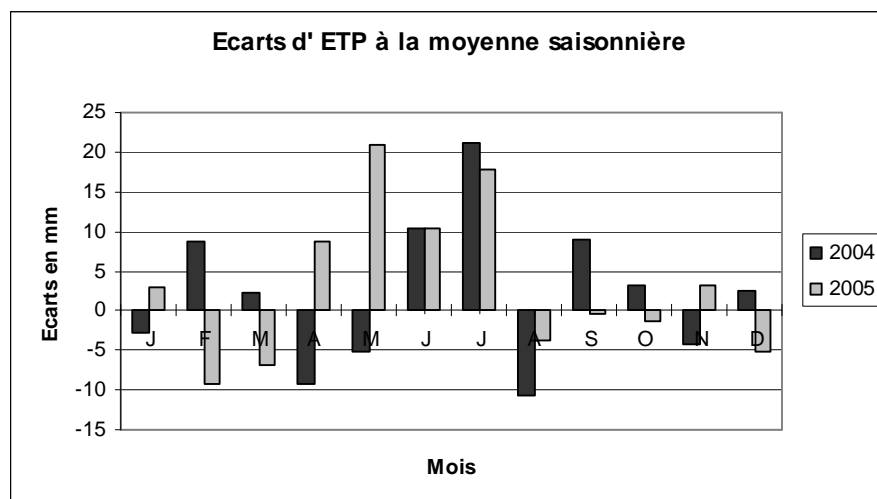
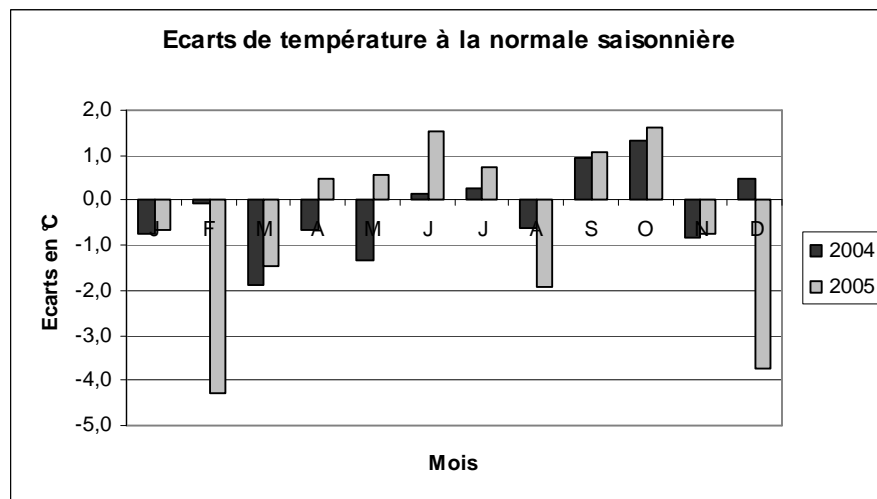
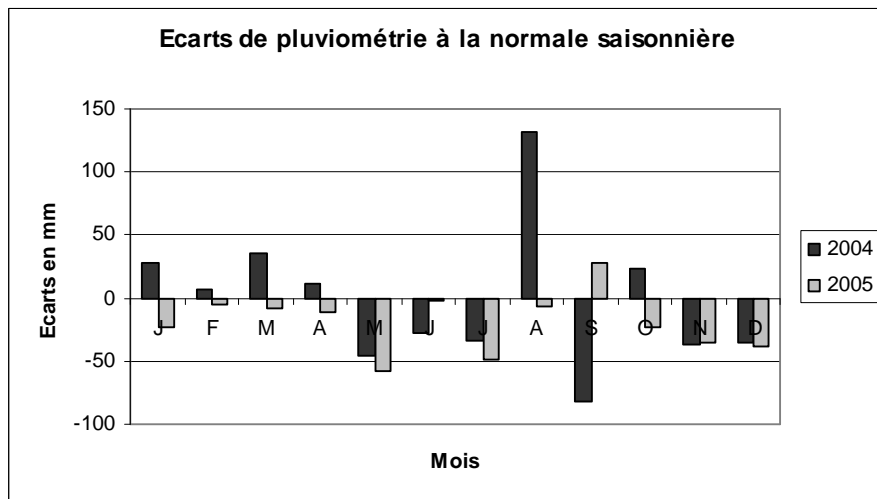


Figure 48 : Ecarts aux normales saisonnières calculées 1993-2005
(données Météo France, station de Landos)

Si l'on compare la réponse de chacun des piézomètres on observe des différences. Globalement, les piézomètres 1 et 2 répondent de la même façon, avec toutefois une réponse légèrement plus modérée du piézomètre 1. Sur ce dernier, la nappe descend moins bas au cours de l'été et reste beaucoup plus stable au cours de la période de recharge. Le piézomètre 2 est beaucoup plus sensible aux événements climatiques avec des réponses plus franches. Les piézomètres 3 et 4 se distinguent des deux autres essentiellement par le fait que la nappe est plus basse, particulièrement au cours de l'été, et que la recharge se fait beaucoup plus lentement. A la fin du printemps, la nappe chute plus rapidement que sur les piézomètres 1 et 2, avec cependant une réponse assez similaire lors des fortes précipitations. En revanche durant l'été, cette réponse est plus modérée, surtout sur le piézomètre 4. Cette différence entre le piézomètre 3 et le piézomètre 4 est bien visible lors de la recharge. Alors que la nappe du piézomètre 3 se recharge très progressivement avec quelques petits pics francs lors des précipitations, le piézomètre 4 répond de manière plus saccadée, en marche d'escalier lors d'événements pluvieux plus longs.

La principale différence entre les réponses des piézomètres 1 et 2 et des piézomètres 3 et 4 vient du fait que les deux premiers ne sont pas dans la zone d'influence du grand fossé de drainage.

Dans le cas du piézomètre 1, il est probable que les apports de sources de la zone Sud, contribuent à stabiliser le niveau général, réduisant l'abaissement de la nappe et stabilisant son niveau au cours de la recharge. Cette zone semble ainsi moins sensible aux périodes de sécheresses estivales.

La partie centrale où se trouve le piézomètre 2, ne bénéficie pas de ces apports et ne fait pas partie de la zone d'influence du fossé de drainage. Elle est plus sensible aux variations d'origine climatiques (précipitations, évapotranspiration).

Les piézomètres 3 et 4 sont beaucoup plus sensibles aux sécheresses estivales du fait de la présence du fossé de drainage mais en revanche la période de recharge est beaucoup plus lente. Dans le cas du piézomètre 4, la recharge est d'autant plus lente qu'il est situé dans la zone d'influence du fossé de drainage, doublée de celle de la rivière de la source des Empèzes. Il est donc probable que le soutirage y est plus important.

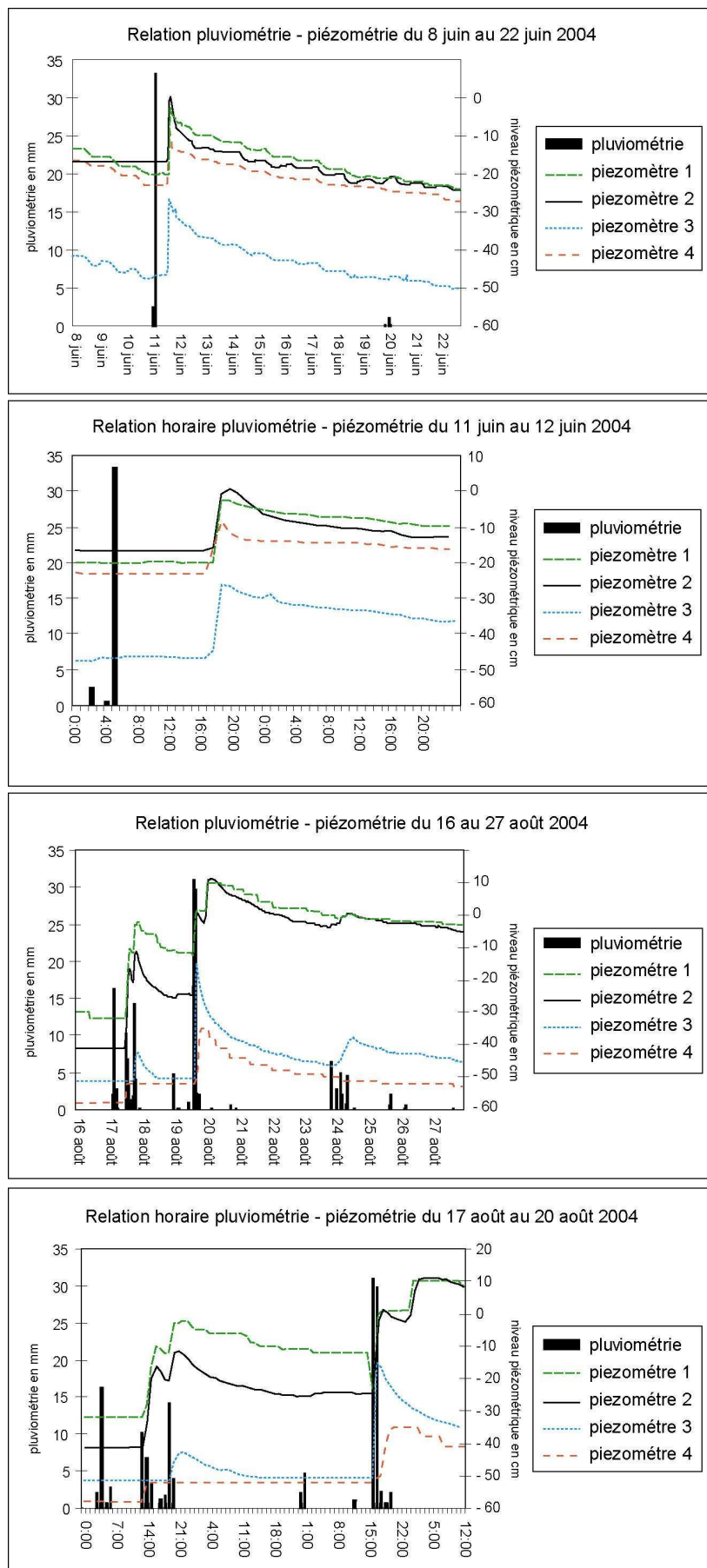


Figure 49 : Pluviométrie-piézométrie sur de courtes périodes du 8 au 22 juin et 16 au 27 août

Sur les graphiques de la figure 49, deux évènements pluviométriques ont été choisis à deux périodes distinctes :

- au début de l'été entre le 8 et le 22 juin, lorsque la nappe chute ;
- en plein été, entre le 16 et le 27 août, lorsque la nappe est à son niveau le plus bas.

Comme l'indique la figure 48, la pluviométrie du mois de juin 2004 est inférieure aux normales saisonnières de 27,5 mm, enregistrées entre 1993 et 2005. En revanche, elle les dépasse de 131,8 mm au mois d'août.

Dans le premier cas, un zoom horaire a été effectué sur l'averse du 11 juin. Celle-ci intervient après une quinzaine de jours sans précipitations. Dans le deuxième cas, un même zoom a été réalisé sur les averses des 17 au 20 août. Au contraire du premier cas, celles-ci interviennent après un début de mois d'août particulièrement pluvieux (97 mm sur la station Meteo France, 111,7 mm sur le pluviomètre Hobo, entre le 1er et le 16 août).

Entre le 8 et le 22 juin, les quatre piézomètres ont un comportement similaire. Le 11 juin entre 5 et 6 heures du matin, 36,2 mm sont enregistrés sur le pluviomètre Hobo, contre 20,6 sur la station Meteo France. Les quatre piézomètres réagissent brutalement à 17 heures, soit environ 11 heures après l'averse.

Entre les 16 et 27 août, 164 mm sont enregistrés sur le pluviomètre Hobo, dont 138 mm entre le 17 et le 20 août, 134 mm et 113 mm sur la station Meteo France. Ces dernières précipitations sont très importantes puisqu'elles représentent un peu plus de 50 % des précipitations totales du mois d'août, déjà particulièrement pluvieux. Au cours de cette période les piézomètres réagissent de plusieurs manières. Le 17 août, sur une série de 3 averses consécutives, les piézomètres 1,2 et 4 ne répondent qu'à la deuxième soit 8 heures après la première. Le piézomètre 3 attendra quant à lui la troisième averse, soit 6 heures encore après. Au cours du 17 août, les piézomètres 1 et 2 ont réagi simultanément. Les piézomètres 3 et 4, bien que légèrement décalés, ont été tous les deux beaucoup plus modérés. Lors de l'averse du 19 août, beaucoup plus violente, le sol est déjà bien engorgé. Les quatre piézomètres réagissent tous beaucoup plus rapidement et de manière plus significative. En revanche, alors que les piézomètres 1 et 2 gardent un niveau élevé une douzaine d'heures après cet évènement pluviométrique, les piézomètres 3 et 4 amorcent déjà la redescende, surtout le 3.

L'ensemble de ces résultats, semble montrer qu'au début de l'été lorsque le niveau général de la nappe commence à descendre, les quatre piézomètres se comportent de façon similaire, bien qu'il y ait quelques différences sur la profondeur de la nappe. Il en est de même en automne et en hiver, lorsque la nappe se recharge, avec une réaction plus lente du piézomètre 4 et plus modérée sur le piézomètre 1, particulièrement lorsque la nappe affleure. La principale différence a lieu au cours de l'été, lorsque la nappe a atteint son niveau le plus bas. Dans ce cas, si le sol n'est pas entièrement détrempé, le piézomètre 3 réagit plus tardivement et plus modérément aux précipitations. A l'inverse, lorsque le sol est saturé, chacun des piézomètres réagit brutalement. Le piézomètre 3 voit ensuite son niveau chuter beaucoup plus rapidement, une fois les précipitations arrêtées.

Compte tenu des courbes piézométriques obtenues (figure 50), on devine que le piézomètre 3, localisé à 25 mètres du fossé de drainage et bien que localisé encore dans la zone d'influence du drain, doit néanmoins se situer à proximité de sa limite d'influence. Cette limite doit être aux environs d'une trentaine de mètres. La nappe commence à s'abaisser plus rapidement à une distance d'environ 20 mètres du fossé. A 10 mètres la nappe chute sévèrement.

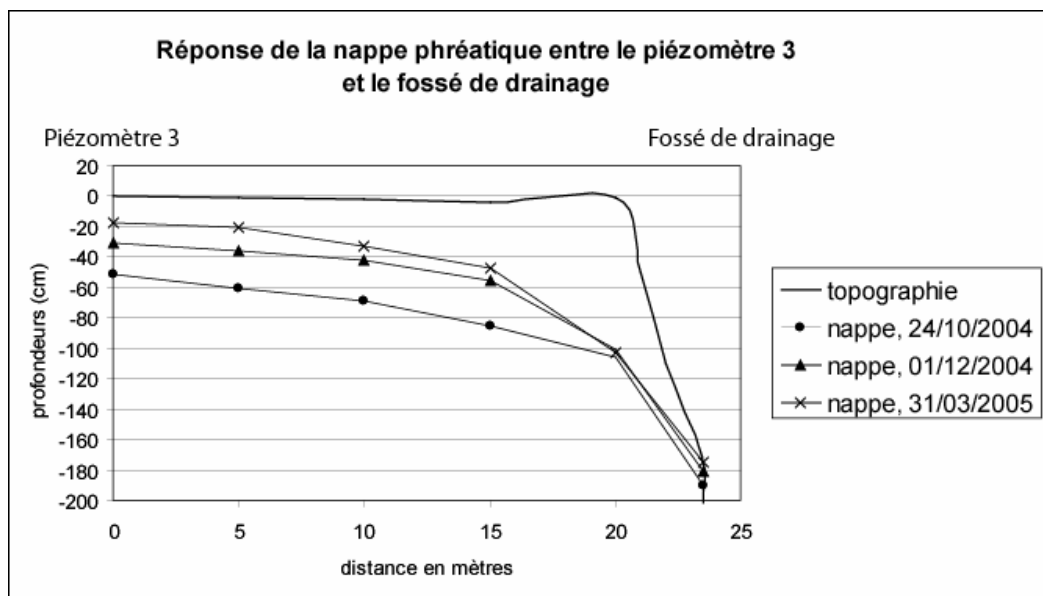


Figure 50 : Réponse de la nappe entre le piézomètre 3 et le fossé de drainage

5.3.4.4. Discussion

Au final, la capacité de stockage dynamique de la tourbière de Ribains est donc variable selon les saisons et les précipitations mais aussi d'un secteur à un autre de la tourbière. Il apparaît en effet que le niveau de la nappe tend à être, en moyenne, plus bas au Nord qu'au Sud. Deux grands facteurs expliquent la présence d'un tel gradient :

- la présence du grand fossé de drainage sur la partie Nord de la tourbière,
- l'apport des sources dans la partie Sud.

Dans la partie Nord le fossé est responsable d'un abaissement plus important de la nappe tout au long de l'année sur une bande latérale d'une trentaine de mètres. Par temps sec, la nappe descend beaucoup plus bas. La capacité de stockage disponible, habituellement plus réduite, est ainsi augmentée, améliorant la capacité d'absorption des précipitations et des écoulements superficiels. Durant les périodes sèches, la nappe répond plus lentement aux premières précipitations. En revanche, après plusieurs précipitations, lorsque l'histosol est saturé ou partiellement saturé, la nappe réagit à nouveau rapidement, au même titre que dans la zone non drainée. D'une façon générale lorsque la nappe est basse la capacité d'emmagasiner dynamiquement s'accroît et les précipitations sont absorbées par l'acrotelm poreux. Cependant, une fois que les précipitations ont cessé, la nappe redescend beaucoup plus rapidement dans la zone drainée que dans le reste de la tourbière. Malgré tout, la capacité de stockage dynamique de cette partie de la tourbière reste limitée. Ce constat est d'autant plus vrai que dans cette zone la tourbe est en cours de minéralisation. Il n'y a donc pas de différence importante avec les autres systèmes terrestres.

Dans la partie Sud, les apports de sources maintiennent la nappe à un niveau plus haut et amortissent le déficit hydrique estival. La capacité de stockage dynamique de cette zone est, pratiquement nulle une majeure partie de l'année et reste relativement faible en été, avec un temps de réaction très rapide lors des précipitations.

Le bon fonctionnement de la tourbière va dépendre principalement de la pérennité de la saturation en eau. Celle-ci est tributaire du maintien de l'équilibre entre l'approvisionnement en eau et les pertes. Il apparaît clairement que cet équilibre est rompu par le drainage dans la partie Nord, mais se maintient encore dans les parties Sud et centrale de la tourbière.

Au-delà du drainage, c'est l'évapotranspiration qui conditionne les modifications des conditions hydriques (Wastiaux 2000, Moorhead 2003). L'évapotranspiration constitue la

principale source de perte d'eau pendant l'été et ce phénomène s'accroît d'autant plus que le drainage est efficace. Des mesures d'évapotranspiration réalisées sur des tourbières minérotrophes du Québec-Labrador, en domaines subarctiques et tempérées, donnent des valeurs moyennes comprises entre 3 et 3,8 mm/j⁻¹ (Woo & Valverde 1981 ; Price & Woo 1988 ; Rouse *et al.* 1992 ; Price & Maloney 1994). La durée et l'intensité de la période sèche sont déterminantes pour l'amplitude annuelle des variations de la nappe. Sur la période étudiée cette amplitude a été de 55 à 40 cm selon la zone concernée. Une succession d'années sèches entraîne une augmentation de l'amplitude annuelle des variations de la nappe. Ce phénomène peut faire basculer le bilan hydrique vers une situation déficitaire ne permettant plus la production de tourbe, stoppant ainsi la turfigenèse. Dans ces conditions, la partie Nord de la tourbière située en bordure du fossé, est prioritairement menacée.

5.3.5. Le bilan des données de température enregistrées sur la tourbière

Un dispositif d'enregistrement automatique des températures a été installé en mai 2004. Il enregistre les températures à partir de 4 sondes thermiques. Deux sont fixées dans un abri anti-radiation, l'une à 1,5 m (hauteur de référence Météo France) et l'autre 0,5 m. Les autres sont placées à la surface du sol et à 0,30 m de profondeur. Ce protocole a été choisi en accord avec d'autres installations déjà en fonction sur d'autres tourbières du Massif central oriental granitique (Cubizolle 2005).

Cet équipement a été installé pour observer le comportement des températures au cœur d'un cratère de maar.

Ce type d'enregistrement est particulièrement intéressant pour observer l'influence des minima et des maxima sur les horizons superficiels de la tourbière. L'amplitude thermique annuelle maximale enregistrée sur cette tourbière, à 1,50 mètres du sol, peut atteindre dans les cas extrêmes les 60°C. En effet, la température maximale enregistrée à cette hauteur et de 30, 7°C (1er août 2004) et la température minimale de -33,1°C (1er mars 2005). Cependant, avec des valeurs moyennes avoisinant les 20°C et pouvant atteindre les 30°C, l'amplitude thermique diurne se distingue par des valeurs particulièrement fortes (figure 51 et figure 52).



Photographie 13 : Station d'enregistrement des températures de la tourbière de Ribains

Ce type de dépression emprisonne le froid durant la nuit : les minima sont atteints vers 6 heures du matin. Cet air froid, dense et chargé d'humidité est difficilement évacué en raison du caractère fermé de la cuvette. Ces dépressions fonctionnent alors comme de véritables puits de froid. Lorsque le soleil se lève, les températures montent alors très progressivement et atteignent leur maximum vers 3 heures de l'après-midi. Dans ces conditions il n'est pas rare d'observer un épais brouillard bloqué au fond de ces dépressions, comme dans les dépressions intramontagnardes très encaissées ou les vallées. Ces inversions thermiques expliquent les températures très basses relevées dans le fond du maar.

Plus le froid s'intensifie dans l'année et plus l'écart entre les minima et les maxima s'estompe (Staron 1993). Ce phénomène est visible sur les graphiques 1, 2 et 3 de la figure 52. Compte tenu du nombre important de données représentées sur ces graphiques, plus l'amplitude thermique diurne est grande et plus le tracé de la courbe est épais et dense. On constate qu'à partir du mois d'octobre le tracé devient plus fin et s'épaissit à nouveau à partir du mois d'avril. C'est en revanche pendant l'été que l'amplitude thermique journalière est la plus forte. De la même façon on distingue très clairement les différences d'amplitude entre les quatre sondes. C'est à 0,5 mètre du sol que l'amplitude thermique journalière est la plus importante. Cependant les différences sont faibles avec la sonde placée à 1,5 mètres du sol. En revanche, celle-ci devient très faible à la surface du sol et pratiquement inexistante à 0,30

mètre de profondeur. Ce phénomène est visible sur les graphiques de la figure 51. Les écarts journaliers de températures au sol, entre minimum et maximum, sont de l'ordre de 2 à 3 °C, nous sommes loin des 20°C de moyenne enregistrés par les sondes supérieures.

Lorsque le sol est gelé, la température devient constante, la sonde au sol, prise dans la glace, enregistre -0,1°C. On peut observer ainsi la date à laquelle le sol dégèle (graphique 2 figure 51). Pendant la période d'enregistrement, le sol était gelé pratiquement sans interruption, du 5 janvier au 20 mars 2005 et du 15 décembre 2005 au 24 mars 2006, soit entre 3 et 4 mois par an.

A 30 centimètres de profondeur, la tourbe n'est pas affectée par le gel, même lors des événements froids les plus intenses. Ainsi, le 1er mars 2005, alors que la température de l'air était de -33,1°C et qu'il n'y avait pas de neige au sol, la température de la tourbe à -30 cm est de 2°C. En revanche, les températures les plus basses enregistrées à cette profondeur ont été atteintes 2 mois après que la surface du sol ait commencé à geler. Durant plus d'un mois, du 19 février au 25 mars 2006, la température était alors de 0,3°C. La température a recommencé à augmenter une journée après le dégel de la surface du sol. Ce n'est donc pas tant l'intensité du froid qui est en mesure de geler la tourbe en profondeur, mais la durée de l'épisode froid. Ce raisonnement est identique pour l'augmentation des températures durant les périodes chaudes. La température de la tourbe augmente d'autant plus que l'épisode chaud est long. Les températures maximales enregistrées entre 2004 et 2006 à 30 centimètres de profondeur sont de l'ordre de 16 °C, contre 17, 5°C à la surface du sol.

Dans le contexte de réchauffement climatique, l'enregistrement des températures en profondeur peut donc être un bon indicateur pour évaluer l'incidence d'une période chaude sur le fonctionnement d'une tourbière. Plus les températures augmentent en profondeur et plus les prélèvements d'eau par évapotranspiration s'intensifient et amplifient le stress hydrique. Cela d'autant plus que la capacité thermique des sols tourbeux est gouvernée par la teneur en eau (Wastiaux 2000, Price 2001).

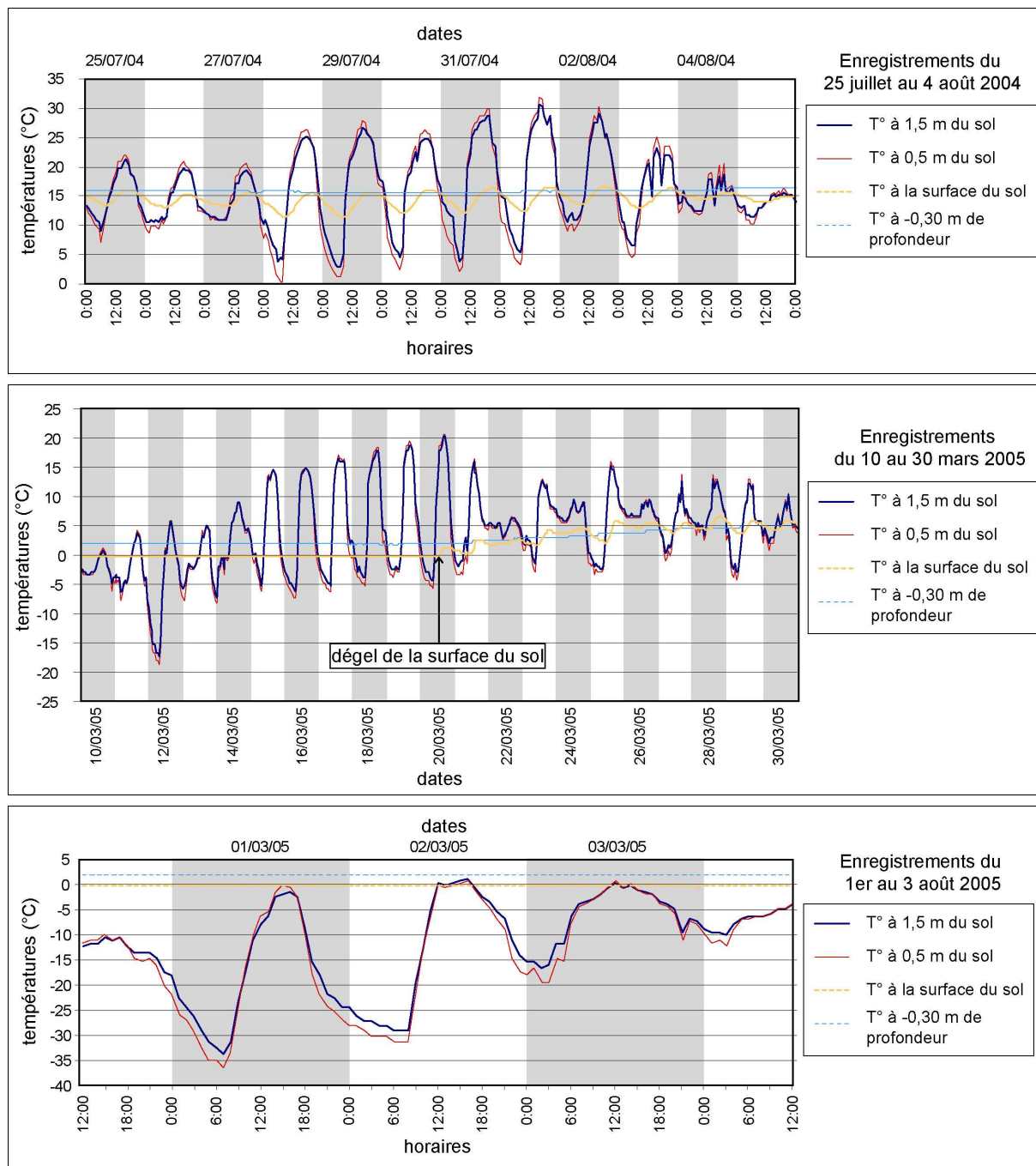


Figure 51 : Graphiques horaires des variations de températures enregistrées sur la tourbière

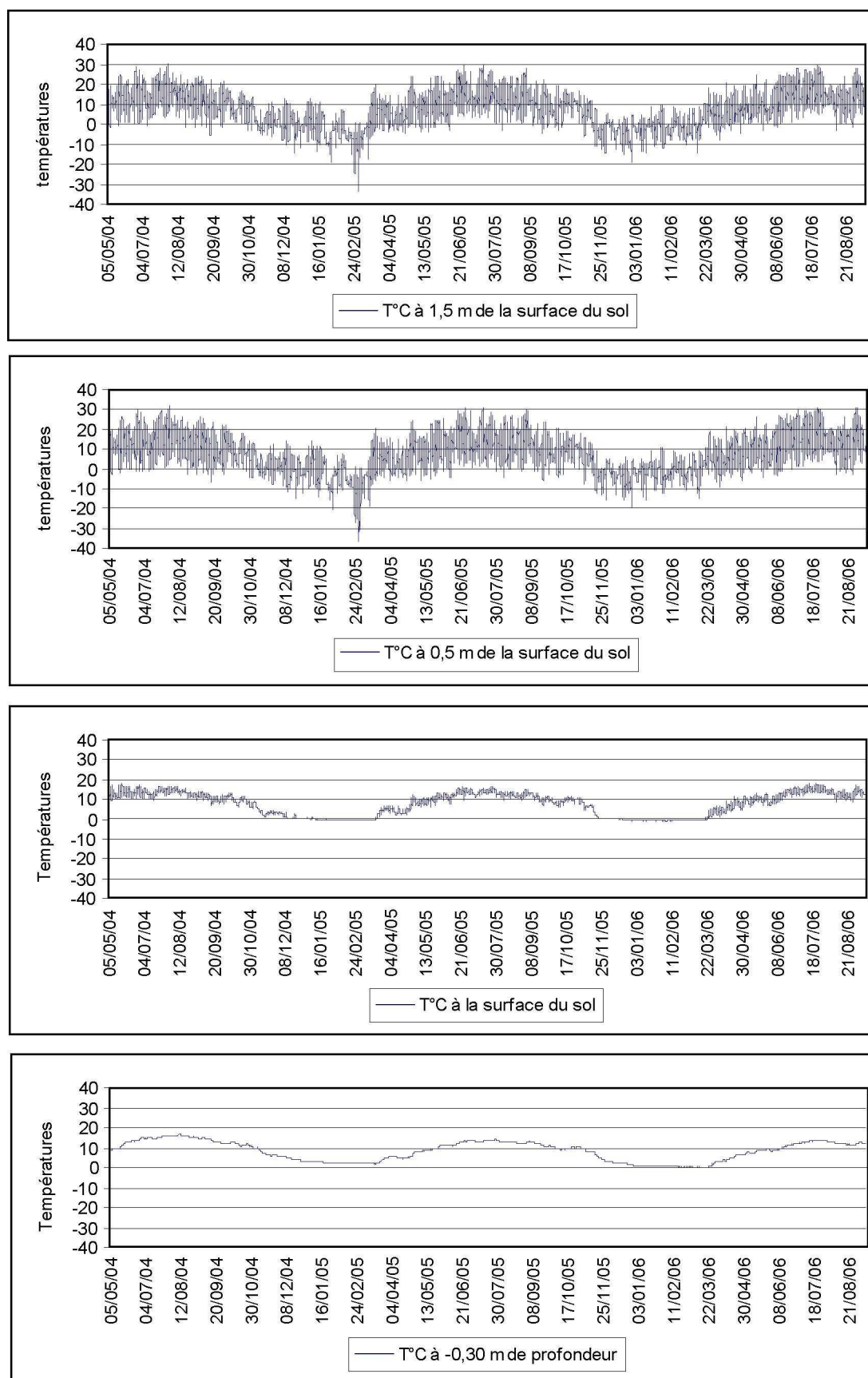


Figure 52 : Variations des températures enregistrées sur la tourbière de Ribains du 26 mai 2004 au 16 septembre 2006

5.3.6. L'analyse des données pédologiques de surface

L'accumulation de la tourbe est le résultat d'un bilan entre production et dégradation de la matière organique (Lavoie 2001 ; Parent 2001). La dégradation de la matière organique est le résultat de deux processus : la **minéralisation** et l'**humification** :

- la minéralisation est produite par les micro-organismes qui transforment les matières organiques en CO², en eau et en minéraux,
- l'humification est le processus de synthèse de substances humiques de couleur brun à noir, à partir des minéraux en décomposition.

Un des postulats des modèles d'accumulation de la tourbe est que la décomposition de la matière organique se produit essentiellement au-dessus de la nappe phréatique, la décomposition étant absente ou faible dans la zone profonde saturée d'eau et anoxique (Williams & Yavitt 2003). En tourbière, l'activité biologique se concentre surtout à la surface de l'histosol, dans la partie superficielle de l'acrotelm où les conditions sont les plus changeantes et où l'oxygénation est favorable à la faune (Gobat *et al.* 1998). Ces processus sont donc nettement plus rapides dans l'acrotelm que dans le catotelm. C'est pourquoi, les caractéristiques physiques des horizons supérieurs de la colonne de tourbe représentent une information importante. Celles-ci nous renseignent sur la dynamique récente de la turfigenèse, indication essentielle à la compréhension du fonctionnement de la tourbière. La principale difficulté est de faire le bilan d'accumulation.

5.3.6.1. Les observations de terrain

Nous savons que la décomposition par les champignons et les bactéries se fait essentiellement dans la couche supérieure et oxygénée de la tourbière (acrotelm), au dessus de la nappe phréatique (Clymo 1991). Un bilan hydrique positif doit donc être assuré afin de maintenir des conditions anaérobies favorables à l'accumulation de la tourbe. A l'inverse, un abaissement de la nappe, favorise la décomposition et entraîne un ralentissement du rythme d'accumulation de la matière organique. Le comportement hydrologique de la tourbière se trouve donc être une donnée nécessaire à la compréhension de la dynamique turfigène. Or nous avons vu, dans le chapitre précédent, que la nappe superficielle de la tourbière n'avait pas partout le même comportement. La question est de savoir si, sur la tourbière de Ribains, cette différence de comportement se traduit également dans la dynamique turfigène.

Généralement, le taux d'accumulation est corrélé avec le degré de décomposition (Aaby & Tauber 1974 ; Schnitzer & Khan 1978). Nous avons donc décrit les trente premiers centimètres de matériel, en plusieurs points de la tourbière et estimé le degré de décomposition à l'aide de l'échelle de Von Post. Pour plus de précisions, nous avons corrélé descriptions pédologiques et perte au feu, le long d'un profil Nord / Sud, dans l'axe des piézomètres 1, 2 et 3. Afin de comparer visuellement les résultats, chacune des données recueillies a été retranscrite sous la forme d'un graphique (figure 53). Sur la figure 53, chacun des prélèvements se succède du graphique 1 le plus au Nord au graphique 8 le plus au Sud. Une exception toutefois est à faire avec le graphique 2 où les prélèvements ont été recueillis entre la station d'épuration et le fossé de drainage, c'est-à-dire décalés d'un peu plus d'une centaine de mètres vers l'Est.

Là encore, au même titre que les observations faites à partir des carottages et des données piézométriques, nous observons une nette différence entre la partie Nord et la partie Sud. **Dans cet axe Nord / Sud, 4 types d'horizons superficiels peuvent être dégagés :**

Type 1 : dans la zone située le plus au Nord (cas n°1 et 2 de la figure 53), actuellement déconnectée de la zone humide par le grand fossé de drainage et où se développe un complexe de friches et de mégaphorbiaies nitrophiles, il n'y a plus de formation de tourbe. Du haut vers le bas, se succèdent les horizons suivants :

- un horizon organique, de couleur foncé, ne dépassant pas les 5-6 cm d'épaisseur ; cet horizon peut-être assimilé à un horizon A0,
- une couche de matière organique partiellement décomposée, légèrement plus claire pouvant atteindre 10 à 15 cm d'épaisseur. Ce niveau est plus ou moins actif selon la topographie et l'efficacité du drainage. Dans les parties les mieux drainées, la structure est relativement aérée et grumeleuse. Dans ce cas la part de matière organique (M.O.) tend à diminuer, du fait d'une minéralisation plus rapide. Cet horizon s'apparente à un horizon A1, avec une part de M.O. qui demeure néanmoins encore importante, le plus souvent comprise entre 40 et 50 %.
- enfin, à la différence des secteurs plus au Sud qui, à même profondeur, deviennent plus humides et plus organiques, un horizon plus minéral et plus clair, peu compact, s'apparentant à un horizon B de sol brun. Là encore, selon l'efficacité du drainage ou l'hydromorphie, le matériel peut être plus ou moins

plastique et collant avec des variantes organo-minérales légèrement gleyfiées. Dans le cas n° 2, entre la station d'épuration et le grand fossé de drainage, dans l'ancienne zone d'influence du cône de déjection, qui a connu de profondes perturbations, nous avons observé sur près de 70 cm d'épaisseur un sol brun, très aéré, granulaire, peu compact, reposant sur des niveaux plus argileux et compacts.

Type 2 : Dans la zone située à proximité du grand fossé de drainage, côté Sud, la couche superficielle du sol est moins évoluée. La végétation dominante va de la friche nitrophile à Ortie dioïque (*Urtica dioica*) et Galéopse tétrahit (*Galeopsis tetrahit*) le long du fossé, à une prairie humide à Canche cespiteuse (*Deschampsia cespitosa*) vers l'intérieur de la zone humide. Dans cette zone le sol se présente de la manière suivante (cas n°3 et 4 de la figure 53) :

- un horizon Ah, de couleur foncée, d'environ 5 cm, présentant un pourcentage de M.O. compris entre 50 et 60 %,
- un horizon humifère grumeleux, relativement bien aéré, en cours de minéralisation. Ce niveau est généralement épais d'environ 10 à 15 cm.
- A partir de 15 à 20 cm de profondeur, apparaît la tourbe, initialement présente dans cette partie de la tourbière. Le plus souvent mésique sur sa partie supérieure elle offre plus bas un caractère méso-fibrique à fibrique.

Le sol présente donc des traces évidentes de minéralisation, principalement localisées sur une bande parallèle au fossé. Le grand fossé drainage semble donc en être le principal responsable. S'ajoute toutefois le rôle important du surpiétinement par le bétail, particulièrement efficace sur cette partie de la tourbière à cause de la présence de reposoir à l'abri de la ripisylve (photographie 15). A proximité de l'ancien réseau de drains, ces traces de minéralisation sont très légères et ne concernent plus la dynamique actuelle. Elles se traduisent par un horizon histique plus argileux, non pas dans la partie supérieure, mais entre 10 et 20 cm de profondeur. Cet horizon, visible sur 1 à 2 mètres de chaque côté de ces drains, correspond ainsi au matériel développé lorsque ces derniers étaient encore efficaces.

Autrement dit, à la différence du fossé de drainage dont l'efficacité s'est traduite par un arrêt de la turfigenèse et la mise en place d'un horizon A, ce réseau de petits drains n'a pas stoppé la production de tourbe. On observe seulement des signes de dégradation plus avancée de la tourbe ce qui lui confère une texture plus fine et argileuse. Il apparaît donc clairement

que ces drains superficiels, pourtant plus nombreux, sont beaucoup moins contraignants pour le bilan hydrique et l'accumulation de la matière organique que le grand fossé de drainage.

Type 3 : Au fur et mesure que l'on pénètre vers le centre de la tourbière, se développe une mégaphorbiaie eutrophe à reine des prés (*Filipendula Ulmaria*) et chérophylle hérissée (*Chaerophyllum hirsutum*) (cas n°5 figure 53) qui se substitue à la prairie à canche cespiteuse (*Deschampsia cespitosa*). Puis apparaît une prairie humide à calamagrostis négligée, (*Calamagrostis stricta*), populage des marais (*Caltha palustris*) et laîche distique (*Carex disicha*) (cas n°6 figure 53).

Sur la mégaphorbiaie, le premier horizon est peu décomposé et plus développé que dans la zone précédente. Malgré une teneur en M.O. supérieure à 80%, sa couleur noire et sa texture légèrement plus grumeleuse s'apparente plus à un horizon holorganique (O) qu'à une tourbe fibrique. Cet horizon repose ensuite sur de la tourbe plus claire qui, ponctuellement, peut être légèrement argileuse (cas n°6).

Dans la prairie humide, plus homogène, cet horizon holorganique de surface, se réduit à nouveau, faisant place à une tourbe méso-fbrique à fbrique plus claire. Celle-ci devient de plus en plus fbrique à mesure que l'on se rapproche du ruisseau, avec des fibres plus grandes, disposées verticalement.

Type 4 : Enfin, de l'autre côté du ruisseau de la source des Empèzes, dans la partie Sud de la tourbière, où se développe un bas marais à dominante de laîches paradoxales (*Carex appropinquata*), laîches filiformes (*Carex lasiocarpa*) et populages des marais (*Caltha palustris*), la tourbe est omniprésente dès la surface, blonde, fbrique, à fibres verticales.

Ces observations montrent :

1° : Un arrêt de la tufïgenèse dans la zone Nord, déconnectée du reste de la zone humide par le grand fossé de drainage. Dans ce secteur un sol minéral se met en place. La pédogenèse est plus ou moins avancée selon l'efficacité des opérations de drainages réalisées sur les différentes parcelles.

2° : Un arrêt de la turfigenèse, le long du fossé, côté Sud, sur une bande d'une cinquantaine de mètres. Cette zone se démarque par sa végétation nitrophile très dense en été ainsi que par la présence de nombreuses galeries de taupes qui contribuent à la minéralisation de cette zone. Dans la prairie à canche, particulièrement touchée par le

surpâturage et perturbée de manière plus marquée par les piétinements quotidiens et répétés des chevaux tout au long de l'année.

3° : Une modification récente dans les apports et dans l'accumulation de la matière organique dans la zone à mégaphorbiaie, où se développe un horizon humifère plus épais, encore très organique, plus proche d'un horizon holorganique (O) brun noir, formé en condition aérobie (Gobat *et al.* 1998), que d'un horizon histique (H), tourbeux, fibrique à méso-fibrique, habituellement rencontré dans les niveaux sous-jacents.

4° : La présence, dans la partie méridionale de la tourbière, d'une zone encore turfigène dans laquelle se développe actuellement une tourbe blonde, fibrique à méso-fibrique. A la différence de la zone à mégaphorbiaie, les fibres de cette tourbe sont organisées verticalement et sont plus facilement identifiables.

Il existe donc bien un gradient pédologique nord / sud, qui n'est pas uniquement le fait des différences dans le fonctionnement hydrique, mais aussi de l'évolution de la végétation et de l'intensité du pâturage.

Enfin, au-delà de cet axe Nord / Sud, il est également possible d'observer des horizons gleyifiés s'apparentant à des gleys oxydés humifères (Duchaufour 1997). Ils se présentent de la façon suivante :

- sur la partie supérieure, un horizon humifère A1, de 5 à 10 cm progressivement plus noir et plus hydromorphe et parsemé de tâches de rouille,
- dessous, un horizon de 20 à 30 cm, foncé, compact et collant de type Go, tacheté de gris-vert et de rouille,
- enfin un horizon organo-minéral encore très argileux et collant sous lequel on trouve ensuite le sommet de la tourbe, généralement situé entre 40 et 50 cm.

Ces sols sont concentrés dans la partie ouest de la tourbière, en bordure de maar, dans une légère dépression assurant une plus longue hydromorphie tout au long de l'année. Dans cette partie de la tourbière se développe une végétation héliophile nitrophile à caractère pionnier, caractéristique d'un sol enrichi en éléments nutritifs et en nitrates (Seytre 2003). Cette situation est sans doute à mettre en relation avec la proximité du versant agricole ainsi qu'avec les anciennes activités pastorales, autrefois très présentes dans ce secteur. S'ajoute à cela, l'impact de l'exploitation de la tourbe, une période durant laquelle des véhicules lourds ont tassé le terrain, perturbant les couches superficielles, alors tourbeuses. L'affaissement de

la zone proche de la fosse doit être d'ailleurs mis en relation avec le poids des véhicules. La présence de ces sols gleyfiés qui recouvrent la tourbe, est donc le résultat de profondes perturbations sur la bordure Ouest de la tourbière.

Sur la partie Nord-Est, dans la zone humide il est possible d'observer en surface, un grand nombre de fissures. Celles-ci se situent dans la zone de transition entre le cône de déjection et la zone tourbeuse. Ici, le passage latéral entre le sol minéral développé sur le cône et la tourbière, passe par des solums à horizons organo-minéraux plus ou moins riches en matière organique. Cette partie de la zone humide est caractérisée par une prairie à canche cespiteuse (*Deschampsia cespitosa*) sous laquelle les horizons humifères de surface, peu épais, subissent une dégradation importante et une forte minéralisation. Cette dynamique est accélérée par le piétinement des chevaux, particulièrement présents dans cette zone. Ils réduisent ainsi la couverture végétale laissant apparaître ponctuellement le sol nu. La réduction du couvert végétal accentue de cette manière les alternances saisonnières de sécheresse et d'humidité. Le piétinement et la minéralisation augmentent quant à eux la compaction et diminuent la plasticité du matériel de surface. La combinaison de ces phénomènes entraîne une perte de volume des horizons superficiels à l'origine de la formation d'un réseau de fissures. Des phénomènes équivalents ont été observés dans des tourbières d'Irlande (Reffay 1972), où le vent, puissant facteur d'évaporation, joue le rôle d'un agent desséchant à l'origine d'alternances humectation-dessiccation importantes. A Ribains l'accélération de la minéralisation de la tourbe au contact du cône de déjection est également responsable d'un léger affaissement des terrains, par perte de volume. Ce processus génère une discordance croissante entre la topographie du cône et sa périphérie tourbeuse. Cette discordance peut également être responsable de la formation d'un réseau de fissures.

Plusieurs facteurs entretiennent, et contribuent à accroître, en largeur comme en profondeur, la taille de ce réseau de fissures :

- les eaux d'infiltrations et de ruissellement, notamment lors des périodes de gel et des événements pluviométriques violents,
- l'augmentation des conditions aérobies lors des périodes sèches,
- le piétinement répété des chevaux à proximité des fissures.

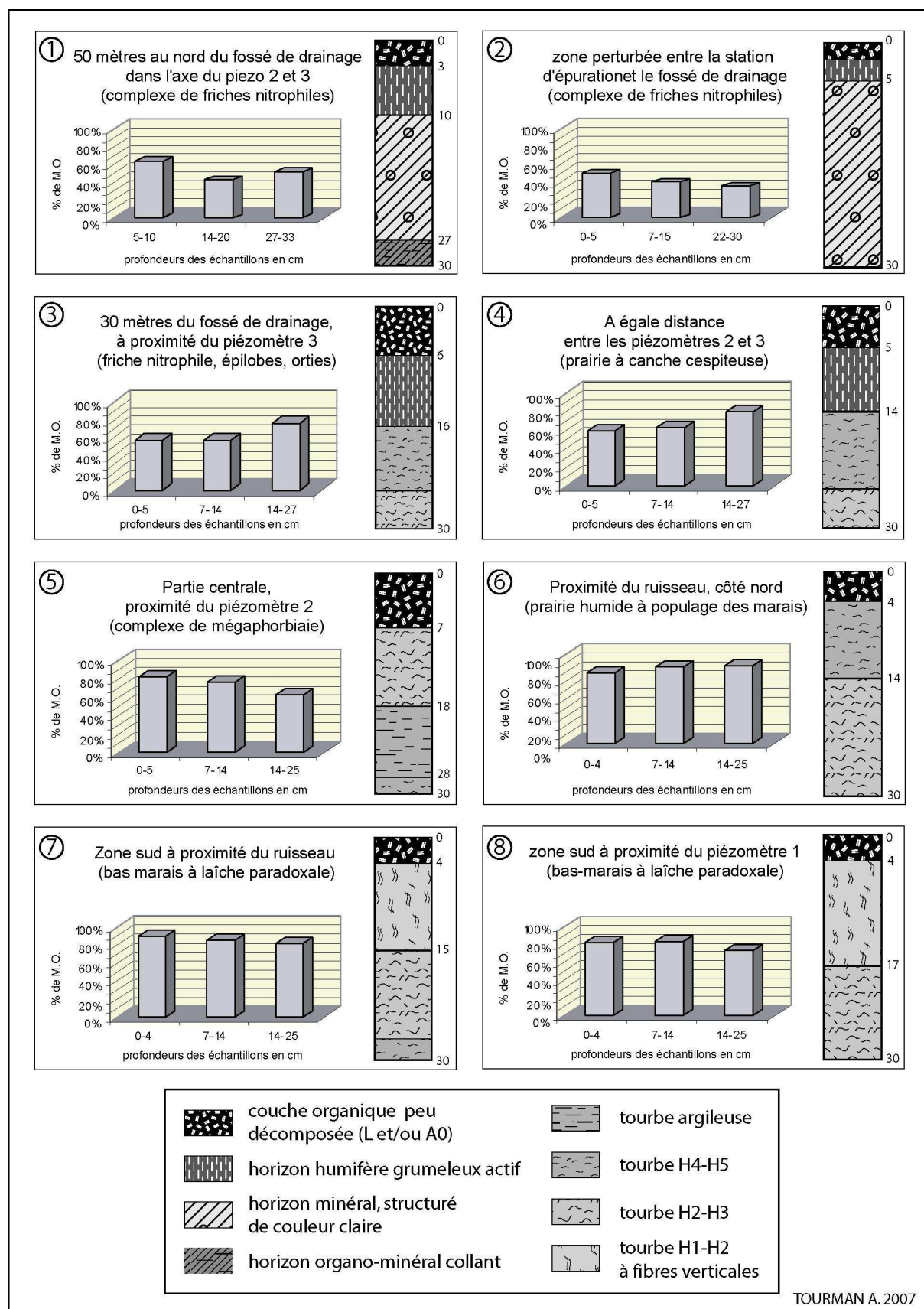


Figure 53 : Descriptions pédologiques et pertes au feu des horizons superficiels, axe Nord / Sud

5.3.6.2. L'apport des analyses complémentaires

Afin d'apprécier plus finement le degré de décomposition des horizons de surface, plusieurs analyses physico-chimiques ont été testées. Ces analyses ont été effectuées par le laboratoire du pôle Agro-Environnement d'Aspach, sur quelques échantillons de tourbe. Plusieurs éléments ont été mesurés : le pH eau, la perte au feu, le carbone organique, l'azote total, la capacité d'échange cationique (CEC) et l'indice pyrophosphate. Compte tenu du coût élevé de ce type d'analyse, nous ne les avons réalisées qu'en 4 points de la tourbière, à proximité des piézomètres 1 (# RIB-PIEZO-1), 2 (# RIB-PIEZO-2) et 3 (# RIB-PIEZO-3) et entre le piézomètre 1 et 2, à proximité du ruisseau de la source des Empèzes, sous prairie humide à dominante *Calamagrostis stricta* et *Carex cespitosa* (RIB-CAREX-1).

n° de laboratoire	nom de l'échantillon	profondeur (cm)	pH	M.O. (%)	C org. (‰)	N total (‰)	C/N	Indice pyro	CEC (mé/kg)
T-03003-04	RIB-PIEZO-1-1	0 -5	5,9	81,9	433	24,7	17,5	9,4	630
T-03004-04	RIB-PIEZO-1-2	-6 -12	5,5	80,2	425	29,8	14,3	12,5	570
T-03005-04	RIB-PIEZO-1-3	-13 20	5,4	85,8	469	25,9	18,1	4,8	622
T-03012-04	RIB-CAREX-1	0 -5	6,2	76,5	408	27,5	14,8	12,5	480
T-03006-04	RIB-PIEZO-2-1	0 -8	5,8	70,5	385	30,7	12,5	22,1	1054
T-03007-04	RIB-PIEZO-2-2	-10 -18	5,5	49,6	261	19,8	13,2	8,8	613
T-03008-04	RIB-PIEZO-2-3	-20 -25	5,7	56,6	297	22,2	13,4	7,7	540
T-03009-04	RIB-PIEZO-3-1	0 -8	5,8	67,4	357	28,5	12,5	17,5	889
T-03010-04	RIB-PIEZO-3-2	-8 -20	5,4	52,5	275	21,4	12,9	13,3	709
T-03011-04	RIB-PIEZO-3-3	-20 -35	5,4	73,0	395	21,7	18,2	12,3	830

Tableau 4 : Données physico-chimiques de quelques échantillons de tourbe de Ribains

Le **taux de carbone organique** (C org.) est généralement inversement proportionnel au degré de décomposition de la tourbe. Plus la valeur de carbone organique est basse, plus le degré de décomposition de la tourbe est élevé (Schnitzer & Khan 1978 ; Baran 2002). En règle générale, les taux de M.O. des trente premiers centimètres du sol sont très dépendants de la nature de la végétation et de la forme d'humus. C'est pourquoi, la teneur en carbone organique d'un horizon de surface est un caractère non stable dans le temps, puisque tributaire du type de végétation (Baize 2000).

L'**azote total** ne fournit aucun renseignement sur l'azote minéral disponible pour le végétal. Il s'interprète essentiellement au travers du rapport C/N. Le rapport C/N, calculé d'après les valeurs de carbone organique et d'azote total, exprime le degré de minéralisation d'un sol organique.

Les caractères physico-chimiques d'un histosol sont ceux d'un sol peu évolué. Le **rapport C/N** élevé indique une dégradation lente des substances organiques, la minéralisation est lente. Les sols dont le rapport C/N est supérieur à 30 constituent des sols très jeunes, pour lesquels la minéralisation est faible (Duguet 2005). Pour des horizons holorganiques, le rapport C/N s'échelonne entre 20 et 40. Pour un horizon A organo-minéral ou héli-organique, il varie de 9 à 28. Lorsque le rapport C/N devient inférieur à 25, la libération d'ammonium et de nitrates l'emporte et l'alimentation azotée des arbres devient possible (Baize 2000).

La **capacité d'échange cationique** (CEC) totale, exprimée en mé/100g (mé = milliéquivalent) ou en cmol+/kg (1mé/100g = 1cmol+/kg), correspond à la quantité maximale de charges cationiques qu'une masse déterminée de sol peut fixer et échanger (Gobat *et al.* 1998). La M.O. humifiée présente des propriétés colloïdales et des charges négatives variables selon le pH. Le « complexe argilo-humique » a ainsi la propriété de retenir des cations provenant de la solution du sol. Mais ces derniers sont momentanément fixés et demeurent échangeables (Baize 2000). La méthode utilisée ici est celle de Metson, la plus courante, elle permet d'opérer des comparaisons dans le monde entier. Cependant les résultats sont à prendre avec précaution dans la mesure où celle-ci est souvent mal adaptée aux sols acides pour lesquels les valeurs sont trop souvent élevées (Baize 2000). D'une façon générale, la CEC des matières organiques est plus élevée que celle des minéraux argileux. Celle-ci augmente avec le degré d'humification et dépend du degré d'oxydation des matières organiques. Ce degré d'oxydation dépendrait lui-même des conditions de pH qui ont régi la formation de l'humus (Baize 2000).

L'**indice pyrophosphate** quant à lui, est un indice colorimétrique traduisant l'état de décomposition biochimique (humification) de la matière organique, en particulier de la tourbe. Il correspond à l'absorbance à 550 nm, multipliée par 100, d'une solution de matière organique extraite au pyrophosphate de sodium $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ 0,025 M. Cet indice augmente généralement au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la surface du sol (Williams & Yavitt 2003). Cet indice pyro ne reflète pas la totalité du matériel humifié puisqu'il n'est corrélé de manière significative qu'avec les acides fulviques et non avec les acides humiques (Schnitzer 1967). C'est pourquoi il est important d'interpréter les résultats en les croisant avec d'autres descripteurs (Gobat *et al.* 1998).

Les résultats des analyses physico-chimiques présentées dans le tableau 4 ont été réalisés pour comparer la situation entre la partie Sud, *a priori* turfigène, la bordure du grand fossé de drainage, en cours de minéralisation et la partie centrale de la tourbière où se

rencontre une situation intermédiaire. Elles ont été réalisées afin de voir s'il était possible d'aller plus loin dans l'analyse des horizons de surface et de la dynamique de la tourbière.

A la lecture des résultats du tableau 4, plusieurs observations peuvent être dégagées :

- on constate une nette différence entre le taux de M.O. des échantillons prélevés dans la partie sud d'une part et ceux de la partie centrale de la tourbière et de la bordure du grand fossé d'autre part. Les horizons superficiels de la partie Sud (RIB-PIEZO-1) sont sensiblement plus organiques avec des taux supérieurs à 80 % et plus homogènes. En revanche, il n'y a pas une grande différence entre la zone du piézomètre 3 et du piézomètre 2, malgré les différences stratigraphiques constatés entre les deux sondages. Entre ces deux derniers cas, le taux de M.O. ne suffit pas à émettre une hypothèse quant au degré de minéralisation des couches superficielles.
- Le carbone organique varie de façon proportionnelle au taux de M.O. En pourcentage, le taux de carbone organique représente en moyenne 53 % du taux de M.O. Les conclusions quant à l'interprétation de ces résultats sont donc identiques aux taux de M.O.
- Le rapport C/N est plus intéressant. Celui-ci s'échelonne entre 12,5 et 18,2. Les valeurs faibles indiquent une minéralisation plus rapide de la M.O. Ces valeurs sont enregistrées sur les horizons de surface des piézomètres 2 et 3. Par comparaison dans la zone du piézomètre 1, cette valeur est de 17,5. En revanche la valeur la plus élevée a été enregistrée entre 20 et 35 cm de profondeur dans la zone du piézomètre 3. Cela signifie qu'il existe une grande différence entre l'état actuel des couches superficielles et le matériel sous-jacent, plus ancien. Ces valeurs élevées peuvent correspondre au matériel déposé avant l'apparition du drain. Elles sont voisines de celles enregistrées dans la zone de bas-marais de la partie Sud. Ces résultats iraient dans le sens d'un accroissement récent et rapide de la minéralisation de la tourbe dans cette partie de la tourbière, proche du grand fossé de drainage. Si toutefois la zone de bas-marais de la partie Sud possède des valeurs sensiblement plus élevées, elles semblent néanmoins décroître, mais de façon beaucoup moins rapide.
- L'indice pyrophosphate, plus élevé sur les matériaux plus humifiés, signale aussi une plus forte humification des horizons de surface au niveau des piézomètres 2

et 3. En revanche dans un sol classique, cet indice augmente avec la profondeur. Or ici, l'inverse se produit ce qui implique que le matériel sous-jacent est moins humifié que le matériel de surface.

- Enfin, la CEC, est supérieure au niveau du piézomètre 3 et à ce quelle est dans les horizons superficiels près du piézomètre 2, ce qui témoigne d'un degré d'humification supérieur dans ce secteur.

Au vue de ces résultats, il semblerait, comme l'avaient laissé pressentir les données précédentes, que les horizons de surface, entre les piézomètres 2 et 3, se minéralisent plus rapidement qu'auparavant. Les données de la CEC tendent à indiquer que ce processus est plus marqué à proximité du grand fossé de drainage. L'échantillon de surface RIB-CAREX-1, situé à égale distance entre les piézomètres 1 et 2, apparaît comme une zone de transition, entre la partie Nord, en voie de minéralisation, et la partie Sud, encore relativement préservée par ce processus pédologique. Ces données confirment donc l'existence d'un gradient pédologique nord / sud.

L'origine de ces processus de minéralisation n'est pas toujours clairement identifiable. En effet, la source botanique du matériel en décomposition, le climat et l'hydrologie locale peuvent interagir et influencer la chimie de la tourbe (Williams & Yavitt 2003). Cependant, dans le cas de la tourbière de Ribains, cette accélération de la minéralisation peut être prioritairement associée au creusement du grand fossé de drainage dont on a pu constater l'efficacité à travers les données piézométriques. Hacin *et al.* (2001) ont étudié l'effet du niveau de la nappe souterraine sur la minéralisation de l'azote dans un histosol sous prairie de pH 6,5 à 7 et montrant un rapport C/N de 13-20 et un contenu en M.O. de 27 à 40 %. Ils ont mis en évidence que la minéralisation de l'azote était proportionnelle à la teneur en M.O. et qu'elle était de 10 à 40 % plus élevée lorsque le niveau de la nappe était inférieur à 50 cm sous la surface que dans le cas d'une nappe située plus près de la surface. Ces données confirment les observations de Groffman *et al.* 1996 qui avaient démontré que les indicateurs les plus puissants de l'activité microbienne de la biomasse étaient le contenu en M.O. et le niveau de la nappe d'eau. En contexte de bas-marais, Humphrey & Pluth (1996) remarquent une relation inverse entre la minéralisation de l'azote et la teneur en eau du sol. Ainsi, le drainage des sols organiques produit des transformations pédogénétiques irréversibles dans les horizons de surface qui évoluent de la tourbe vers la terre noire (Okruszko & Illnicki 2003). Durant la phase initiale de la pédogénèse, la terre noire de surface est encore riche en

fibres, jusqu'à une épaisseur inférieure à 20 cm. A la fin du processus, elle peut atteindre une épaisseur supérieure à 30 cm et montre parfois une couche dégradée constituée de matière organique illuviée et déshydratée (Illnicki & Zeitz 2003). Sur Ribains, ce processus est déjà amorcé dans le périmètre d'action du fossé de drainage.

5.3.6.3. Discussion

L'étude des horizons superficiels nous apporte des informations complémentaires quant au fonctionnement actuel de la zone humide. Le marais de Ribains n'est pas homogène et présente un certain nombre de secteurs autrefois tourbeux, qui ne présentent aujourd'hui plus aucun caractère turfigène. C'est le cas d'une majeure partie des parcelles Nord, comprises entre la route départementale et le grand fossé de drainage. Cet arrêt de l'activité turfigène est également visible sur une large bande, d'une trentaine de mètres, parallèle au fossé. Sur les bordures de la zone humide, en contrebas des versants du maar, il est fréquent de rencontrer des faciès organo-minéraux liés à l'érosion des versants. Il s'agit soit d'horizons gleyifiés, comme c'est le cas dans la partie Ouest, soit d'horizons au sein desquels la tourbe est mêlée à une matrice argileuse fine et collante. Ces horizons sont très présents dans la partie Est de la tourbière, dans les zones dépressionnaires qui bordent le versant du maar, où se concentrent les eaux de sources. Dans ce secteur, la nappe affleure une grande partie de l'année, voire toute l'année, exceptées les années particulièrement sèches.

Dans la partie centrale, l'accumulation de matière organique est nettement plus importante avec toutefois un changement visible dans la mégaphorbiaie, sous-laquelle l'horizon humifère de surface est beaucoup plus foncé que dans la zone de bas-marais. Cet horizon s'apparente plus à un horizon holorganique (O) qu'à un véritable horizon histique (H).

Dans la zone de bas-marais peu perturbée de la partie Sud, la turfigenèse demeure dominante et continue à produire une tourbe blonde fibrique à carex.

Enfin, le cône de déjection introduit une diversité pédologique supplémentaire avec un gradient de sols bruns, sablo-graveleux dans la partie centrale et progressivement plus argileux et organiques, sur les marges, au contact avec la zone tourbeuse.

D'un point de vue pédologique, les histosols de la tourbière de Ribains présentent des signes évidents de dégradations de la matière organique. Dans les zones les plus touchées, l'ensemble des processus d'altération physique de la tourbe se traduisent par :

- un assèchement et une minéralisation irréversible de la tourbe par drainage et évapotranspiration,
- l'apparition de fentes de retrait,
- le tassement et/ou le compactage par des véhicules lourds (proximité de la fosse d'extraction) ou le piétinement régulier des chevaux dans les zones de pâturage.

La présence de tourbe à faible profondeur dans les zones les plus touchées, indique un processus vraisemblablement récent et rapide. Cette dynamique semble gagner du terrain et progresser vers l'intérieur de la tourbière selon un gradient nord / sud. Ces changements se traduisent également par un changement de la végétation impliquée à son tour dans la modification des couches humifères de surface.

Ces processus pédologiques doivent être principalement reliés à l'abaissement général des conditions hydriques de la tourbière. C'est pourquoi, au même titre que l'évolution des conditions hydriques décrite précédemment (cf. 5.3.4), ces phénomènes pédologiques sont étroitement liés aux conditions climatiques à venir. Un réchauffement climatique accentuerait l'altération des couches superficielles de tourbe et ralentirait par conséquence la turfigénèse.

5.3.7. L'analyse de la flore et des habitats naturels

Bien que la tourbière de Ribains soit inscrite comme Zone Naturelle d'Intérêt Ecologique, Faunistique et Floristique d'Auvergne (sous le nom de « Narces de Landos : code 0024-0002), aucun inventaire détaillé de la flore n'avait encore été réalisé. Il nous était donc impossible d'envisager une étude diachronique précise de la dynamique de la végétation. C'est pourquoi, dans le cadre de ce travail de recherche, le CRENAM a commandé et financé au Conservatoire Botanique National du Massif Central la réalisation d'un inventaire et d'une cartographie précise et détaillée de la flore et des habitats naturels des Narces de Ribains (Seytre 2003). Compte tenu des perturbations et de la rapidité des changements observés sur la tourbière, le suivi de la végétation nous permettra, à l'avenir, d'évaluer plus clairement les transformations et les dégradations subies par la tourbière.

5.3.7.1. Le bilan des données bibliographiques

Si chacun s'accorde à dire que l'aspect naturel de la tourbière de Ribains a disparu depuis longtemps, notamment du fait des pratiques agricoles et du rejet des eaux usées de Landos ou encore du drainage, nous ne disposons que de trop rares informations sur son évolution au cours des cinquante dernières années (Bouzigues & Favrot 1966 ; Bruhnes *et al.* 1982 ; Tort 1988a). Bouzigues & Favrot (1966) donnent un descriptif succinct des grands paysages végétaux de la tourbière, tels qu'ils apparaissaient au début des années 1960 (ci-dessous en italique). Ces travaux ont été repris et interprétés par Laurent Seytre (2003) :

- « *les zones exondées... se présentent le plus souvent sous un aspect pailleux, jaunâtre* » : cela doit correspondre à des végétaux prairiaux plus ou moins hygrophiles, vraisemblablement de type « *moliniaies* ».
- « *les microdépressions ou les anciennes dérayures... sont envahies par des carex, des joncs, des scirpes...* » : il doit s'agir de végétations des niveaux topographiques plus bas, apparentées à des « *bas-marais* ».

Dans son étude, Bruhnes *et al.* (1982) ont réalisé une cartographie sommaire des « *principales zones de végétation* » de la zone-humide. « *Il s'agit en fait d'une carte assez hétérogène mélangeant des indications physionomiques de végétation (« zone à prèles », « zone à carex », « zone arborée »), des indications de niveau trophique (zone eutrophe, zone mésotrophe) ou d'état de conservation (« zone polluée »), enfin des données physiques (« ruisseau », « eau libre », ancienne rase », ancien drain »)* » (Seytre 2003). A travers cette étude, Bruhnes *et al.* (1982) constatent déjà que la végétation « *semble en complète et rapide évolution* ».

Dans le cadre de l'inventaire des tourbières de Haute-Loire, Maryse Tort (1988) note une « *pression humaine assez détériorante* ». Elle dégage 10 grands types de milieux sur les Narces de Landos et recense 99 taxons. Une espèce est protégée, la Renoncule grande Douve (*Ranunculus lingua*) et sept sont à considérer comme rares.

5.3.7.2. La répartition et la dynamique de la végétation

La répartition en mosaïque de la végétation à cause des faibles variations micro topographiques et édaphiques et des superpositions de communautés végétales de nature

différente, rend particulièrement difficile l'analyse de la dynamique végétale des Narces de Ribains. En effet, la végétation observée est souvent fragmentaire et dégradée par des mélanges de plusieurs communautés floristiques. (Seytre 2003). Dans son inventaire, Laurent Seytre (2003) recense près de 250 taxons, dont les sphaignes sont absentes et environ une quarantaine de communautés élémentaires appartenant à quatorze classes phytosociologiques différentes. Quatre espèces végétales à statut de protection et/ou rareté-menaces, déjà mentionnées dans la bibliographie ont été à nouveau répertoriées : *Calamagrostis stricta*, *Carex cespitosa*, *Carex lasiocarpa* et *Ranunculus lingua*. Deux espèces font l'objet d'une protection réglementaire ; quatre espèces figurent sur le Livre rouge de la flore menacée de France et trois sur la Liste Rouge de l'Auvergne (Seytre 2003) :

Sur les 100 ha cartographiés dans l'inventaire de la flore et des habitats naturels des Narces de Ribains (Seytre 2003), quatre principaux types de végétations se distinguent :

- végétations prairiales (\approx 33,6 ha)
- Bas-marais (\approx 20, 1 ha)
- Mégaphorbiaies (\approx 14.5 ha)
- Friches et ourlets (\approx 16,7 ha)

La quinzaine d'hectares manquants se répartit entre les surfaces d'eau libre, les végétations aquatiques à subaquatiques, les fourrés arbustifs et les haies, les zones de boisement, les cultures et les espaces artificialisés.

Contrairement à beaucoup de tourbières de maar (La Sauvetat, Marais de Limagne, Narse de l'Espinasse,...), ce bas-marais a été relativement bien épargné par la progression des ligneux ; nous l'avons vu à travers l'étude diachronique.

Nom de la plante	PN	PR	LRN	LRRAuv.
Calamagrostis Stricta (Timm) Koeler			I	I
Carex cespitosa L.		X	I	I
Carex lasiocarpa Ehrh			II	
Ranunculus lingua L.	I		II	I
TOTAL	1	1	4	3

Légende : **PN : Protection nationale**

I : Annexe I

PR : Protection régionale Auvergne

LRN : Livre rouge de la flore menacée en France

I : Tome I listant les espèces prioritaires

II : Tome II listant les espèces à surveiller et renseignées au niveau communal

LRRAuv. : Liste Rouge Régionale Auvergne (proposition en attente de validation par le CSRPN)

I : espèces prioritaires

5.3.7.3. La végétation de bas-marais

C'est dans la partie Sud de la tourbière que la végétation est la mieux conservée. C'est également la plus représentative de ce que pouvait être la tourbière autrefois. Hygrophiles à tendance acidophile, mésotrophes à oligotrophes, ces végétations se développent essentiellement sur des niveaux topographiques inférieurs, mais sont aussi susceptibles de se trouver dans des niveaux topographiques supérieurs, subissant des variations de nappes temporaires. Elles sont marquées par la présence de la potentille des marais (*Potentilla palustris*), de la laîche ampoulée (*Carex rostrata*), et/ou de la laîche filiforme (*Carex lasiocarpa*). La laîche paradoxale (*Carex appropinquata*) y est également souvent abondante (Seytre 2003).

Laurent Seytre distingue 4 communautés de bas-marais en fonction du niveau topographique :

- bas-marais à potentille des marais (*Caltha palustris*) et laîche ampoulée (*Carex rostrata*) dans les niveaux les plus bas. Une variante mésotrophe à renoncule langue (*Ranunculus lingua*) s'observe également dans des dépressions plus marquées comme les anciens drains.

- bas-marais à laïche filiforme (*Carex lasiocarpa*), potentille des marais (*Caltha palustris*) et violette des marais (*Viola palustris*) dans les niveaux intermédiaires.
- bas-marais à laïche filiforme (*Carex lasiocarpa*), molinie bleue (*Molinia caerulea*) et violette des marais (*Viola palustris*) dans les parties topographiquement plus hautes. Ce groupement est localisé à proximité de boisements à pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) ou bouleau verruqueux (*Betula pendula*), responsables par évapotranspiration de l'abaissement et des fluctuations de la nappe d'eau (favorise l'apparition de la molinie). La déconnection progressive de l'alimentation minérotrophe favorise l'oligotrophisation du groupement. Certaines buttes de mousses, comme celle à polytrics, pourraient être en mesure d'accueillir des végétations plus oligotrophes, telles que des sphaignes.
- Une quatrième communauté à laïche paradoxale (*Carex appropinquata*), constituant une forme mésotrophe de ces bas-marais.

« Ces bas-marais se révèlent en pleine évolution dynamique. Deux tendances sont perceptibles :

- une évolution vers la magnocariçaie mésotrophe à Laïche paradoxale en cas de maintien d'une alimentation minérotrophe ;
- une évolution vers une Moliniaie oligotrophe à Gentiane pneumonanthe en cas d'oligotrophisation des niveaux topographiques supérieurs (Seytre 2003) ».

Cette dernière forme de bas-marais plus oligotrophe, à molinie bleue (*Molinia caerulea*), gentiane pneumonanthe (*Gentiana pneumonanthe*) se développe sur sols acides hydromorphes à engorgement plus ou moins prolongé et subissant d'importantes fluctuations de la nappe au cours de l'année. Ce groupement est peu représenté sur cette tourbière et ne concerne que quelques zones réduites, principalement concentrées dans la partie Sud-Ouest de la tourbière. Il est en général dégradé, apparaissant sous une forme fragmentaire. C'est pourquoi, il paraît peu probable qu'une évolution vers ce stade soit à prévoir dans les conditions actuelles. Néanmoins, ce groupement végétal est floristiquement très riche et « apporte un élément de diversification dans la panoplie des végétations de bas-marais et de prairies tourbeuses à paratourbeuses représentatives d'un marais de maar en bon état » (Seytre 2000).

Si ces bas-marais représentent la partie la mieux conservée de la tourbière, des signes inquiétant d'enfrichement ont été observés, en contact avec les mégaphorbiaies et les friches nitrophiles. Ces signes sont particulièrement préoccupants lorsque l'on tient compte de la vitesse à laquelle la mégaphorbiaie a colonisé l'intérieur de la tourbière.

5.3.7.4. Les végétations prairiales

Entre prairies humides et prairies mésophiles, les végétations prairiales sont les plus représentées sur l'ensemble des Narces de Ribains. Nous n'aborderons ici que les prairies humides, plus représentatives de la zone tourbeuse. Les prairies mésophiles étant toutes concentrées en marge de la zone humide. Il s'agit de prairies pâturées intensivement, plus ou moins enrichies en éléments nutritifs et phosphato-azotés dont la flore est banale : groupements à cynosure crételle (*Cynosurus cristatus*), à plantain à larges feuilles (*Plantago major*) et/ou à renouée trainasse (*Polygonum aviculare*).

Les prairies humides les plus représentatives de cette tourbière sont représentées par des groupements à populage des marais (*Caltha palustris*), laîche distique (*Carex disticha*) et renouée bistorte (*Polygonum bistorta*). Il s'agit d'une prairie hygrophile mésotrophe, établie sur des substrats anciennement tourbeux et plus ou moins minéralisés, à très bonne alimentation hydrique (Seytre 2003). La physionomie de ces prairies évolue considérablement au fil des saisons, en fonction du rythme de développement des différentes espèces qui composent le cortège floristique. En effet, le cortège comprend des espèces de prairies humides, des espèces relictuelles de bas-marais, ainsi que des espèces de mégaphorbiaies. On rencontre, par exemple, une variante de prairie humide mésotrophe à laîche paradoxale (*Carex appropinquata*), dont la physionomie s'apparente presque à une cariçaie et qui joue un rôle transitoire avec la zone de bas-marais à laîche paradoxale (*Carex appropinquata*) de la partie Sud. A l'opposé, on retrouve une autre variante méso-eutrophe à reine des prés (*Filipendula ulmaria*), riche en espèces de mégaphorbiaies, reposant sur des substrats plus riches en nutriments.

Un autre type de zone humide, méso-eutrophe, associé à des niveaux topographiques de bas-niveau, représenté par la laîche cespiteuse (*Carex cespitosa*) et la calamagrostide négligée (*Calamagrostis stricta*), se révèle important, malgré un état de conservation médiocre. Son importance est ici plus le fait de son grand intérêt patrimonial que de sa superficie, c'est

pourquoi elle ne doit pas être négligée. En effet, ce type d'habitat est très peu répandu dans le Massif Central.

Ces prairies humides constituent la dernière étape atteinte par les communautés oligotrophes initialement en place et fortement dégradées consécutivement aux perturbations qu'a subi le marais (Seytre 2003). Une partie des prairies est encore en bon état de fonctionnement, l'autre est en cours d'enfrichement par des espèces nitrophiles. Une accentuation de l'eutrophisation et de la minéralisation pourrait amener ces prairies à évoluer vers une prairie à canche cespiteuse (*Deschampsia cespitosa*).

La prairie méso-hygrophile à canche cespiteuse (*Deschampsia cespitosa*) et renoncule rampante (*Ranunculus repens*) traduit quant à elle un assèchement plus prononcé et une minéralisation de la tourbe plus importante. Cette prairie offre un couvert végétal peu épais et sensible au piétinement. On la rencontre plus largement vers le Nord de la tourbière, au bord du cône de déjection ou encore sur certaines parcelles, encore pâturées de la partie la plus Nord des Narces. Son cortège floristique est essentiellement représenté par des espèces de prairies humides à large amplitude. Il comprend également quelques espèces prairiales banales et des espèces relictuelles de bas-marais. Ce groupement est souvent enfriché ou en mosaïques imbriquées avec des mégaphorbiaies eutrophes à nitrophiles.

5.3.7.5. Le développement de la mégaphorbiaie

Cette mégaphorbiaie eutrophe à nitrophile, étendue au centre de la tourbière, est représentée par la reine des prés (*Filipendula ulmaria*), le chérophylle hérissé (*Chaerophyllum hirsutum*), la menthe à feuille longue (*Mentha longifolia*) et/ou l'ortie dioïque (*Urtica dioica*). Cet ensemble est souvent associé avec la présence de l'épilobe en épis (*Epilobium angustifolium*) et de l'angélique des bois (*Angelica sylvestris*). A proximité des eaux plus courantes, on rencontre plus fréquemment une mégaphorbiaie eutrophe à épilobe hérissée (*Epilobium hirsutum*).

Largement représentée sur les Narces de Ribains, la mégaphorbiaie participe à la mosaïque des complexes prairiaux et de bas-marais, augmentant ainsi la diversité structurale, avec des communautés de hautes herbes. La présence de ce type d'habitat ne nuit pas forcément à la pérennité des groupements remplacés, dans la mesure où leur extension est contenue (Seytre 2003). Cependant, la mégaphorbiaie se développe rapidement. Dans les

années 1980, ni Bruhnes *et al.* (1982), ni Tort (1988) n'y font référence. Là où elle est aujourd'hui implantée, il était alors question de « zone à prêles ». Cette dynamique n'épargne d'ailleurs pas la partie Sud où déjà les premiers signes d'expansion de la reine des prés (*Filipendula ulmaria*) et des angéliques sont visibles.

5.3.7.6. Les friches et les ourlets nitrophiles

Globalement, il s'agit de groupements à ortie dioïque (*Urtica dioica*) et galéopse tétrahit (*Galeopsis tetrahit*), avec une variante plus hygrocline à épilobe en épi (*Epilobium augustifolium*) et angélique des bois (*Angelica sylvestris*). Ces végétations sont de type héliophiles nitrophiles à caractère pionnier, implantées à découvert sur des substrats frais, anciennement tourbeux, fortement enrichis en éléments nutritifs et en nitrates, à la suite de l'assèchement et de la minéralisation de la tourbe (Seytre 2003). Ces végétations se développent surtout en bordure du grand fossé de drainage, en contact avec la ripisylve, sur le cône de déjection, et dans un couloir entre le fossé et la source des Empèzes, à proximité de leur confluence. Le groupement à ortie dioïque (*Urtica dioica*) caractérise clairement la zone à niveau hydrique devenue faible et où la tourbe est totalement minéralisée en surface, du fait d'un drainage intensif et du piétinement des chevaux. Le groupement à épilobes en épis représente un stade légèrement moins évolué, plus humide. Il semblerait qu'il soit représentatif des processus de minéralisation des marais tourbeux de maar. C'est dans ce cadre qu'il a été observé sur de vastes étendues des Narces de la Sauvetat, fortement perturbées par l'exploitation de la tourbe (Seytre 2003).

Un autre groupement de friche prairiale mésophile à berce de Lecoq (*Heracleum sphondylium* subsp. *Sibiricum*) et ortie dioïque (*Urtica dioica*) se développe sur les périphéries des Narces. Légèrement hygrophile et issu de l'enfrichement de prairies anciennement exploitées par le pâturage, ces formations tendent à évoluer vers des fourrés arbustifs eutrophes à prunier épineux, aubépine et/ou sureau noir (Seytre 2003).

Les données floristiques vont dans le sens des observations hydrologiques et pédologiques. Les gradients hydrologiques et pédologiques observés se traduisent bien dans la végétation. Cette mosaïque végétale exprime la complexité des facteurs intervenants dans la dégradation progressive et néanmoins rapide de la zone humide. Ainsi, à mesure que l'on se

dirige vers le Nord, on passe d'une végétation de bas-marais acidiclinales mésotrophes à oligotrophes, à un stade de prairies humides hygrophiles mésotrophes évoluant soit vers une mégaphorbiaie soit vers un stade prairial plus avancé moins hygrophile et plus eutrophe. Enfin, lorsque l'on pénètre dans le rayon d'action du fossé de drainage, on observe une forte dégradation des végétations et une substitution par un ensemble de groupements à friches nitrophiles.

La présence de reliquats d'anciens touradons, largement dégradés, au cœur de la mégaphorbiaie, ainsi que dans la partie située la plus au Nord des Narces, témoigne d'une situation beaucoup plus humide (photographie 11). La taille de certains n'est d'ailleurs pas sans rappeler les grands touradons à *Carex paniculata* concentrés en bordure du haut de la source des Empèzes, à proximité de la source de captage. La présence d'une tourbe fibrique à meso-fibrique, à faible profondeur, confirme cette information. Dans la zone bordant la source des Empèzes, où l'on observe encore une forte concentration de touradons (photographie 14), l'abaissement général de la nappe et le piétinement régulier des chevaux entraîne une dégradation des conditions favorables à leur développement. Il n'est pas impossible qu'à moyen terme, ce type de formation disparaisse, au même titre que dans le reste de la tourbière.

Au final, « *les milieux les plus représentés sont des végétations eutrophes à nitrophiles (tableau 5) : prairies humides à populage des marais, mégaphorbiaies eutrophes à reine des prés et épilobes hérissés, friches rudérales et ortie dioïque. Ces végétations sont le résultat de la dégradation radicale des conditions écologiques initiales subie par le marais de Landos au cours des cinquante dernières années : assèchement par drainage entraînant une minéralisation de la tourbe, eutrophisation par les eaux d'alimentation amont et rudéralisation poussée des secteurs aménagés par l'homme (Seytre 2003) »*. En accord avec les précédents résultats, Laurent Seytre (2003) constate également un gradient croissant de dégradation de la végétation depuis le Sud des Narces, en direction du Nord. Le Sud demeure encore « *relativement épargné par les atteintes anthropiques et encore bien pourvu en communautés de bas-marais* » alors que vers le Nord, « *on assiste à une explosion rapide des communautés d'ourlets et de friches nitrato-philes* ». Cette dynamique semble se poursuivre dans en de nombreux points des Narces. Si elle semble faire peser de fortes menaces sur le patrimoine floristique de la tourbière de Ribains, celle-ci conserve toutefois des « *vestiges de végétation et de plantes typiques des zones humides de marais tourbeux* » offrant « *de réelles potentialités de restauration* » ou tout au moins de conservation.



Photographie 14 : Zone de touradons à *Carex paniculata* (tourbière de Ribains), hiver 2002

Etat d'eutrophisation	Superficie (en ha)
Végétations eutrophisées	59,18
Végétations olig-mésotrophes ou faiblement eutrophisées	40,69
Autres (plan d'eau libre, espaces artificialisés)	2,75
Total	99,87

Tableau 5 : Répartition en fonction de l'état d'eutrophisation (Seytre 2003)

L'inventaire et la cartographie de la flore et des habitats naturels, d'où sont tirées l'essentiel des données de ce chapitre (Seytre 2003), est aussi un bon outil de travail pour étudier et comprendre la dynamique et le fonctionnement de la tourbière.

5.4. Les principales sources de dysfonctionnement de la tourbière

Les données recueillies sur la tourbière de maar de Ribains mettent en avant un réel dysfonctionnement de la zone humide et une évolution rapide d'origine anthropique. A l'échelle de la tourbière, ce processus est très récent, moins d'une cinquantaine d'années.

En effet, jusque dans les années 1980, les conséquences des activités humaines pratiquées en périphérie ainsi que sur la zone humide n'affectaient que très modérément la tourbière. Les cultures de céréales développées sur les versant n'avaient de conséquences qu'en périphérie de la zone humide, avec le développement de friches nitrophiles. Le pâturage de la zone humide était léger et pratiqué périodiquement. Le réseau de drainage superficiel était surtout destiné à permettre aux bêtes de pénétrer dans la zone humide en toute sécurité durant la période estivale. La zone humide conservait néanmoins une hauteur d'eau suffisamment importante pour autoriser le maintien des groupements hygrophiles et turfigènes.

A partir des années 1980, avec la création du grand fossé de drainage, le paysage de la tourbière a très rapidement changé, signalant une modification importante des conditions écologique. Dès lors, les conditions hydriques et turfigènes de la tourbière de Ribains ont commencé à se dégrader favorisant le développement d'une mégaphorbiaie, elle-même menacée d'enfrichement. Les modifications du régime hydrologique de cette tourbière se sont également traduites par le développement de ligneux jusqu'alors quasi-absents de la zone humide. Enfin, depuis une dizaine d'année est venue s'ajouter la question du pâturage équin qui participe à cette transformation rapide.

5.4.1. Le rôle majeur du fossé de drainage

Celui-ci a été creusé théoriquement pour évacuer les eaux usées de la partie amont, traitées partiellement par la station d'épuration. Si cet objectif est atteint, il semble néanmoins que le fossé ait été largement surdimensionné et réponde à un deuxième objectif : abaisser le niveau général de la nappe afin de favoriser la mise en œuvre du projet d'exploitation de tourbe et de diatomite, dont il était question à cette époque. Ces travaux ont été lourds de conséquences sur le fonctionnement et la dynamique de la tourbière mais aussi sur l'ensemble du bassin-versant.

Le creusement de ce fossé de drainage a profondément modifié l'équilibre hydrique de la tourbière. Cet aménagement a ainsi :

- *déconnecté la tourbière de la partie amont de son bassin-versant* dont la surface est estimée à environ 900 ha. Depuis cet aménagement, la tourbière ne bénéficie donc plus de cet apport d'eau important.
- *Abaissé le niveau de la nappe* sur l'ensemble de la zone humide, du fait de l'abaissement du seuil d'écoulement au niveau de l'exutoire mais aussi de façon plus brutale et plus efficace dans un rayon d'une trentaine de mètres, de part et d'autre du fossé.
- *Et enfin, déconnecté la partie nord du reste de la tourbière*, sur une large bande latérale, comprise entre le fossé de drainage et la bordure nord de la zone humide, en contrebas de la route départementale 88.

Ainsi, la couche superficielle de l'histosol, lorsqu'elle n'est pas totalement détruite, ne fonctionne plus de la même manière. La capacité du substrat résiduel à garder l'eau en réserve est amoindrie. Ces conditions augmentent les écoulements verticaux et horizontaux de l'eau et maintiennent une nappe phréatique plus basse et beaucoup plus fluctuante qu'en milieu naturel (Price 1996 ; Van Seters & Price 2001). L'humidité du sol diminue et l'acrotelm perd alors progressivement ses conditions anaérobies qui limitaient la décomposition de la matière organique. Lorsque la tourbe est sèche, elle perd son pouvoir calorifique et sa conductivité thermique, ce qui provoque des variations de températures plus marquées en surface (Price 2001). En augmentant l'aération de la tourbe, l'activité microbienne, responsable de la décomposition, s'accroît (Prevost *et al.* 1997 ; Haraguchi *et al.* 2002). Ce phénomène est marqué en période estivale, avec l'augmentation des températures et de l'évapotranspiration. La couche superficielle de tourbe, soumise à la décomposition se minéralise et devient beaucoup plus sensible au ruissellement, au gel ou encore au piétinement (Eggelsmann 1975). On observe encore un affaissement de la tourbe par perte d'eau (Fel 1962 ; Molen 1975 ; Silins & Rothwell 1998 ; Holden *et al.* 2004). Nous avons pu observer ce phénomène en bordure du fossé de drainage, avec un abaissement de l'ordre de 10 à 20 cm, ainsi qu'aux abords de la fosse de tourbage avec près de 50 cm. Plusieurs exemples du même ordre sont cités dans la littérature, notamment dans des tourbières boisées de l'Alberta (Hillman 1992) avec un abaissement pouvant atteindre 20 cm deux ans après le drainage, ou encore 40 cm en une cinquantaine d'années dans le cas de tourbières finlandaises (Laine *et al.* 1997). A

Ribains, autour de la fosse de tourbage, il est probable que le poids des véhicules lourds ait accentué le phénomène.

Les conséquences hydriques observées, associées à la création du grand fossé de drainage sont donc en partie responsables d'une pédogénèse caractérisée par la dégradation de la matière organique dans les premiers centimètres de l'histosol. Ces phénomènes sont de plus en plus efficaces à mesure que l'on se rapproche du fossé, ce qui est d'autant plus vrai dans la partie Nord, plus étroite et déconnectée du reste de la zone humide. La partie Sud, quant à elle, est relativement épargnée et reste encore favorable à la turfigénèse.

L'ensemble de ces phénomènes n'est pas sans conséquence sur la végétation qui s'organise selon le même gradient Nord / Sud. L'abaissement général de la nappe et les nouvelles conditions édaphiques permettent l'introduction d'une végétation moins hygrophile. Certains cortèges d'habitats eutrophes à nitrophiles, présents en périphérie, se développent vers l'intérieur de la tourbière, aux dépens d'habitats de bas-marais et de prairies humides plus oligotrophes et turfigènes. Ce phénomène est particulièrement rapide dans la partie centrale, remplaçant rapidement les groupements de prairies humides à touradons de carex, riches en prêles. Actuellement seuls quelques reliquats de touradons témoignent encore de ce stade plus humide. En plus du gradient Nord / Sud, en lien direct avec le fossé, on assiste à une évolution d'Ouest en est de la végétation. La mégaphorbiaie ne cesse de progresser, de se densifier vers l'intérieur de la tourbière. Comme par vagues, il semblerait que nous assistons aussi à une deuxième forme de colonisation venant également de l'Ouest et des bords de la ripisylve : l'expansion des friches nitrophiles.

La production de tourbe étant également tributaire du type de végétation, certaines zones de la tourbière produisent un horizon humifère noir, qui perd les propriétés de la tourbe originelle et est beaucoup plus sensible à l'érosion. Dans les zones où les conditions hydriques sont particulièrement dégradées, se développent préférentiellement des friches et des ourlets nitrophiles. Le plus visible reste le développement de fourrés rivulaires nitrophiles directement associés au fossé de drainage.

Avant le creusement du fossé de drainage, l'essentiel de l'eau de la partie amont du bassin-versant se concentrait au cœur du cratère de maar. Cette eau transitait donc obligatoirement par la zone humide. Malgré une faible capacité de stockage dynamique, du fait de son engorgement quasi-permanent, la tourbière ralentissait considérablement les

écoulements grâce à sa surface importante, sa faible pente et la densité de sa végétation. Ce milieu jouait ainsi un rôle tampon, retardant et filtrant l'eau écoulée, avant de l'évacuer en aval par son unique exutoire, à la sortie du hameau de Ribains.

A l'échelle du bassin-versant, la création du grand fossé de drainage ne permet plus à la tourbière de jouer son rôle tampon. Le transit de l'eau d'amont en aval de la tourbière est beaucoup plus rapide et augmente ainsi les pics de crue sur la partie aval du bassin-versant, en direction des gorges de l'Allier. Le débit de vidange de la zone humide est également plus important ce qui a pour conséquence de réduire son rôle de soutien d'étiage. De plus, la tourbière n'est plus en mesure de filtrer et donc d'épurer l'eau comme elle le faisait initialement, augmentant ainsi les risques de pollution, en aval particulièrement. Même si depuis une station d'épuration permet de limiter la pollution, l'installation n'est pas en mesure de traiter l'ensemble des eaux qui proviennent de l'amont, particulièrement lors des épisodes orageux.

La création du fossé de drainage a donc pesé lourd sur le fonctionnement écologique et hydrologique de la zone humide, mais aussi de son bassin-versant.

5.4.2. L'impact du pâturage

Sur la tourbière de Ribains le pâturage équin a été intégré depuis une dizaine d'années. Cette pratique concerne 30 à 35 ha de la partie centrale, soit plus de la moitié de la surface totale de la zone humide. Seules le ruisseau de la source des Empèzes et le grand fossé de drainage sont actuellement en mesure d'empêcher efficacement les chevaux d'occuper le reste de la tourbière. Il s'agit d'un pâturage extensif permanent, avec un maigre apport fourrager complémentaire, durant l'hiver. Il concerne le plus souvent un troupeau d'une vingtaine de bêtes, pouvant atteindre occasionnellement la quarantaine. La pression du pâturage est donc le plus souvent d'environ 0,7 UMB / ha (Unité de Moyen Bétail, pour des bêtes comprises entre 300 et 500 kg), soit un peu moins de 0,6 UGB / ha (Unité de Gros Bétail), sachant que 1 UGB est égal à 0,8 UMB (Darinot & Morand 2001) et peut atteindre jusqu'à 1,3 UMB / ha, soit environ 1,1 UGB / ha.

Ce pâturage n'est pas sans effet sur la tourbière. Nous avons vu à quel point les modifications des conditions hydriques avaient été lourdes de conséquences sur l'équilibre

écologique de la tourbière. Dans ces conditions, le pâturage représente une menace supplémentaire susceptible d'accélérer ou de favoriser l'action du drainage.

Les animaux interviennent sur le milieu de trois façons (Dupieux 1998) :

- par le piétinement des végétaux et du sol,
- par abrutissement des végétaux,
- par l'apport d'excréments.



Photographie 15 : Impact du pâturage sur la tourbière de Ribains, particulièrement visible dans les zones d'abris et de repos ou les parcours alimentaires.

C'est donc la combinaison de ces trois facteurs qui va conditionner l'impact du pâturage sur le milieu concerné. L'intensité avec laquelle ces trois modes d'intervention vont agir sur le milieu va dépendre de la pression de pâturage, de la durée du pâturage et de leur comportement alimentaire. Il est également important de vérifier si un complément fourrager est apporté.

Le comportement alimentaire des grands herbivores domestiques est quant à lui conditionné en particulier par la qualité nutritive, l'appétence des végétaux et la disponibilité temporelle des ressources. A cela s'ajoutent d'autres facteurs responsables d'une forte

variabilité comportementale comme la facilité d'accès, l'hydromorphie ou le pourcentage de graminées (Faverot *et al.* 1999). Ces paramètres orientent donc les parcours alimentaires des chevaux, d'autant plus que la surface du marais de Ribains est loin d'être homogène. L'existence de gradients hydrologiques, topographiques et/ou pédologiques, à l'origine d'une richesse floristique élevée et d'une importante diversité des groupements végétaux, oriente les chevaux dans leurs choix alimentaires. A cela s'ajoute encore la variabilité saisonnière des différents types de prairies. Certaines sont exploitables plus tôt dans la saison. D'autres, comme les prairies hygrophiles, moins praticables au printemps car souvent inondées, peuvent représenter une ressource fourragère intéressante plus tard dans la saison, en début d'été. Nous pouvons noter également que les pics de production sont en général plus tardifs pour les prairies hygrophiles. Cette caractéristique est intéressante au niveau de l'utilisation de la ressource fourragère, qui permet d'envisager une complémentarité possible entre les différents types de prairies (Bonis 2004). Dans ces conditions la libre pâture des chevaux entraîne des zones de sur-pâturage et de sous-pâturage (Darinot & Morand 2001). La pression du pâturage, estimée approximativement entre 0,6 et 1,1 UGB à l'hectare, n'a donc qu'une valeur indicative et doit être prise avec précaution.

Les principaux parcours alimentaires des chevaux entraînent, par action mécanique des sabots, l'apparition de décapages en surfaces de la tourbe. Du fait des apports d'excréments et du tassement, ces surfaces décapées se minéralisent rapidement et se distinguent d'autant plus dans le marais. Le surpiétinement des chevaux entraîne ainsi des phénomènes de déstructuration de la végétation et du sol, aux conséquences nettement visibles sur certains secteurs, particulièrement sur les parcours et les reposoirs à l'abri des arbres. Sur ce type de pâturage extensif discontinu, on estime généralement que 5 à 10 % de la surface des zones humides concernées par ce type de pâturage est ainsi entièrement dégradée (C.R.E.N. 1999).

A Ribains, les surfaces totalement décapées occupent des superficies très modestes. Elles sont concentrées sur la moitié est du grand fossé de drainage, à l'abri de la ripisylve (photographie 15), mais aussi de la petite saulaie à saule roux (*Salix acuminata*), développée dans la partie Nord-Est de la tourbière. De nombreuses taches sont également visibles sur les marges du cône de déjection, dans la prairie à canche cespiteuse (*Deschampsia cespitosa*). Ce phénomène de décapage est également clairement visible sur les parcours alimentaires (photographie 15). Dans ces secteurs, la mise à nu du sol et le piétinement répété, ont entraîné le développement d'un sol brun très évolué et enrichi en azote, favorable à l'implantation de communautés herbacées vivaces, mi-hautes, denses et pauvres en espèces qui pénètrent de

plus en plus profondément dans la zone humide. Celles-ci sont dominées par l'ortie dioïque (*Urtica dioica*), le galéopse tetrahit (*Galeopsis tetrahit*) auxquels s'ajoutent le cirse des champs (*Cirsium arvense*), l'élyme rampant (*Elymus repens*) ou la ciguë tachetée (*Conium maculatum*).

Dans les prairies humides bordant la partie à l'Est du ruisseau de la source des Empèzes, on constate des signes de dégradation de la zone à touradons. Ces structures végétales, encore impressionnantes par leur taille et leur densité (photographie 14), sont régulièrement consommées par les chevaux. Les sabots des chevaux qui parcourent ces zones plus humides déstructurent profondément la surface du sol fragilisant également la base des touradons. Les conditions hydriques et édaphiques initialement favorables au développement de ces formations végétales ne sont alors plus réunies. De cette façon, ces touradons ne pourraient représenter que des reliquats, au même titre que ceux présents dans la partie centrale de la tourbière (photographie 11).

Enfin, la consommation répétée et systématique de certaines espèces n'est pas sans conséquence sur la dynamique de la végétation. Elle peut conduire, à plus ou moins long terme, à stopper leur progression et entraîner leur régression, voire leur disparition. Seules les espèces les plus résistantes vont pouvoir survivre au broutage excessif, au compactage et à l'action des sabots sur le sol. On assiste ainsi à une substitution progressive des communautés d'intérêt patrimonial par des communautés beaucoup plus banales (Seytre 2003). Il est à noter que l'essentiel de l'habitat à calamagrostide négligée (*Calamagrostis stricta*) est situé dans ce périmètre de pâturage. La renoncule lingua (*Ranunculus lingua*), également présente dans le périmètre, est quant à elle moins menacée par le pâturage du fait de sa toxicité.

A Ribains, il est certain que le pâturage ne constitue pas le principal facteur de transformation de l'écologie de la tourbière. Néanmoins, il paraît favoriser certains processus et accélérer d'autant plus les dégradations, initiées par la création du grand fossé de drainage.

5.5. Réflexion pour un usage raisonné de la tourbière de Ribains

Nous avons déjà souligné l'étroite relation, due à la proximité, entre le bourg de Landos et la tourbière de Ribains. L'analyse de l'évolution diachronique de la tourbière a permis de saisir la mesure de l'interface entre les processus naturels et les processus socio-économiques. Les mutations du système agro-pastoral traditionnel, dans lequel la tourbière était

parfaitement intégrée, ont modifié l'intérêt porté à cet écosystème. Ayant perdu l'essentiel de ses usages traditionnels (pâturage, fauchage), la tourbière de Ribains est devenue subitement un espace improductif, dépourvu d'intérêt économique. Les années 1970-1980 marquées par une volonté de reconversion économique, mais aussi par des problèmes d'équipement des communes agricoles (voiries, assainissement...) a suscité un regard nouveau sur la tourbière. L'agriculture ne pouvait être le seul vecteur de développement et les importants gisements de tourbe, des sites de la Sauvetat et de Ribains, représentaient alors une manne économique intéressante. C'est dans ce contexte qu'a démarré l'exploitation de la tourbière des Narcès de la Sauvetat. Dans le cas de Ribains, l'intervention de riverains et d'associations écologistes ont permis d'empêcher l'extraction de la tourbe. Le conflit a néanmoins divisé la population entre partisans et contestataires de ce projet. C'est pourquoi, de peur de réveiller certaines tensions encore perceptibles chez les landossiens, les élus de la commune de Landos ont pris leurs distances vis-à-vis du marais. Avec le creusement du grand fossé de drainage, la construction de la station d'épuration et des infrastructures sportives, puis l'installation du pâturage équin, le marais n'a cessé de se transformer et de perdre progressivement son caractère tourbeux.

L'intérêt écologique des Narcès de Ribains ne fait pourtant aucun doute. L'inventaire ZNIEFF d'Auvergne de 1998 faisait d'ailleurs déjà référence à la présence d'un grand nombre d'espèces végétales. Parmi celles-ci, des espèces à très forte valeur patrimoniale, telle que la Calamagrostide négligée (*Calamagrostis stricta*) – considérée comme exceptionnelle en Haute-Loire (station unique), en Auvergne et à l'échelle de la France – ou la Renoncule langue, (*Ranunculus lingua*) qui n'existent que dans 2 stations en Auvergne (Seytre 2000). Le site est également fréquenté par de nombreuses espèces d'oiseaux parmi lesquelles cinq sont d'intérêt européen et plusieurs sont considérées comme menacées (Inventaire ZNIEFF). De même la zone héberge deux libellules remarquables *Lestes dryas* et *Sympetrum danae*. Malheureusement cette biodiversité est aujourd'hui menacée et considérablement réduite à cause des perturbations d'ordre anthropique et d'une absence de réflexion sur l'état actuel et l'avenir de cette zone humide.

Cependant, l'intérêt que l'on peut porter à ce site n'est pas uniquement lié à sa biodiversité. L'inventaire ZNIEFF insistait déjà sur sa dimension paysagère : « *cette tourbière de grande dimension constitue un élément important de diversité biologique et paysager dans le contexte agricole des plateaux du Devès* ». A l'échelle du Massif Central, le nombre de cratères de maar comblés par une tourbière est réduit. Environ une douzaine de sites sont

recensés, dont 3 sur le Devès, 5 se situent dans un périmètre d'une trentaine de kilomètres au Sud de la Haute-Loire et au Nord de l'Ardèche : marais de Ribains, de la Sauvetat, de Limagne, Chaudeyrolles et Sagne Redonde. Ce constat est d'autant plus vrai que parmi ces tourbières, deux ont été largement exploitées, La Sauvetat et Sagne Rodonde. Si l'on tient compte également de la superficie et de l'état de conservation, les Narces de Ribains comptent parmi les plus belles tourbières de maars du Massif Central, avec le marais de Limagne et les Narces de Chaudeyrolles. Enfin, l'intérêt patrimonial de ce site est d'autant plus important, qu'il offre un potentiel paléoenvironnemental exceptionnel (Beaulieu & Reille 1985 ; Rioual 1995), avec une séquence lacustre comptant parmi les plus anciennes du Massif Central surmontée d'une épaisseur importante de tourbe très bien conservée.

Dès lors, cette étude, suivie avec intérêt par le Conseil Général de la Haute-Loire, a impulsé une volonté du département de mettre en place une démarche de concertation auprès des acteurs locaux. L'objectif principal étant d'assurer la pérennité de cet écosystème riche et diversifié. Un travail de sensibilisation a donc été mené auprès de la commune de Landos et plusieurs réunions ont été organisées afin de rendre compte de l'évolution rapide de cette zone humide. En plus de cette approche dynamique, nous avons souligné l'intérêt majeur que représentait un tel site sur le plan de ses fonctions et de ses usages à l'échelle de la tourbière comme du bassin-versant. L'objectif prioritaire de cette démarche étant de mettre en place au plus vite un plan de gestion adapté à la tourbière de Ribains.

5.5.1. Les fonctions et les usages de la tourbière, vers une gestion spatiale différenciée

Comme l'expliquent très bien Fustec & Frochot (1996), « *l'utilisation du terme de fonction n'est pas sans ambiguïté* ». C'est en ce sens que nous avons choisi de distinguer « *fonctions* » et « *usages* ».

Le terme de **fonction** est employé ici pour caractériser de manière globale le fonctionnement de la zone humide, c'est-à-dire selon Maltby *et al.* (1994) : « *l'ensemble de processus hydrologiques, biologiques, chimiques et physiques qui se manifestent naturellement dans les zones humides* ». Ces processus vont contrôler le développement ou le maintien des habitats de l'écosystème considéré.

Le terme d'**usage** renvoie quant à lui aux notions de services (amélioration de la qualité de l'eau, soutien des étiages, contrôle des crues) et de produits (production fourragère, faune sauvage) et « *par conséquent de valeur au sens de l'usage que l'homme peut en faire* » (Fustec & Frochot 1996). Cette notion de valeur peut alors être évaluée à partir de plusieurs critères, d'ordre économique (exploitation des ressources), biologique (richesse de la biodiversité), esthétique (valorisation paysagère), culturel (identité, vocation sociale de rencontre, de détente, etc.) ou encore paléoenvironnementale (archivage sédimentaire).

Utiliser les termes de fonction et d'usage, revient donc à parler de *fonctionnement* et de *fonctionnalité* de la zone humide.

La combinaison des fonctions et des usages d'un milieu naturel se traduit de manière différente dans l'espace. A l'échelle de la tourbière les fonctions et les usages sont surtout d'ordre biologique ou socio-économique. La tourbière représente une importante source de biodiversité aussi bien floristique que faunistique, elle même support de développement local (pâturage, chasse, randonnée et découverte nature, éducation à l'environnement...). Mais sur la centaine d'hectares que représente la zone humide, ces potentialités ne sont pas réparties de manière homogène. De plus, certaines zones sont plus ou moins affectées par des perturbations d'origines diverses. C'est pourquoi, dans une perspective de gestion, la réflexion doit-être abordée à plusieurs échelles spatiales et de manière différenciée selon les secteurs considérés.

Nous aborderons ainsi le rôle des fonctions et des usages de la zone humide des Narces de Ribains à deux échelles : le bassin-versant et la tourbière.

5.5.1.1. A l'échelle du bassin-versant

En termes de gestion la prise en compte du bassin-versant est indispensable. A cette échelle, deux approches peuvent être combinées. La première consiste à réfléchir en tenant compte des flux de matières allant du bassin-versant à la tourbière. La deuxième, inverse la situation avec une réflexion sur le rôle de la tourbière dans le fonctionnement du bassin-versant.

Dans le premier cas, la réflexion vise à évaluer les impacts possibles sur la tourbière, d'un changement ou d'un aménagement réalisés en amont. Dans ce cas une bonne

connaissance du fonctionnement de la tourbière peut permettre de réduire les risques de perturbations en provenance des autres composantes du bassin-versant, notamment des zones agricoles et du bourg de Landos. Les variables à intégrer dans une étude pourraient être la surface en culture, la surface boisée, la surface urbanisée, la présence d'infrastructures polluantes, la répartition du drainage, la qualité de l'eau.

Dans le deuxième cas, nous allons voir qu'une tourbière joue un rôle essentiel sur le fonctionnement hydrologique du bassin-versant. Celle-ci assure en effet un rôle d'amortissement des crues, de soutien d'étiage et de filtre en réduisant à sa sortie les flux de polluant.

Une tourbière peut avoir un rôle sur les vitesses d'écoulement au sein du bassin-versant. Nous sommes loin du concept selon lequel la tourbière fonctionne comme une éponge. Nous avons vu en effet que malgré la grande capacité d'emmagasiner d'une tourbière, la capacité de stockage dynamique était souvent limitée et saisonnière. Dans un marécage tourbeux de l'Ontario, il a été mesuré que la réponse au ruissellement printanier variat entre 57 et 88 % pour la pluie et la neige fondue alors que durant l'été cette réponse n'était que de 8 % (Taylor 1982).

A Ribains plusieurs facteurs permettent toutefois de **retarder une partie des écoulements rapides de crue** :

- la topographie relativement plane et la grande surface de la zone humide,
- la densité importante de la végétation qui augmente ainsi la rugosité hydraulique de la surface du sol,
- la présence d'un exutoire limité qui a pour effet de ralentir le transit de l'eau dans la zone humide.

La notion de **soutien des débits d'étiage** est à prendre avec précaution. Si cette fonction existe, elle n'en demeure pas moins difficilement quantifiable. Nombre d'études ont abouti à la conclusion que la capacité dynamique de stockage des tourbières était particulièrement faible (Wastiaux 2000) et guère différente de celle d'un sol minéral (Payette & Rochefort 2001 ; Charman 2002). Aucune étude ne semble faire référence à des débits totalement nuls à la sortie d'une tourbière, même lors d'une période de sécheresse prolongée. Autrement dit, il existe bien un rôle de soutien d'étiage mais dont l'intensité reste toutefois limitée. Ce soutien

est d'autant plus important que la zone humide est située en amont du bassin et que sa superficie et son volume sont importants, ce qui est le cas pour la tourbière de Ribains.

Durant les périodes de basses eaux, les écoulements ont également la faculté de maintenir la température des cours d'eau à un niveau compatible avec la vie aquatique (poissons et autres espèces vivantes). Ces écosystèmes sont capables d'emmagasiner et de **rejeter de l'eau froide** dans un cours d'eau lorsque, du fait d'un débit faible, la température de l'eau augmente.

Enfin, le **pouvoir épurateur** des zones humides est particulièrement intéressant en contexte agricole. Dans le cas des Narces de Ribains, ce pouvoir peut-être d'autant plus efficace que la surface est importante et que la distance entre l'amont et l'exutoire de la zone humide est supérieure à 1000 mètres. La présence de la zone humide va ainsi favoriser :

- l'interception des matières en suspension dans les eaux,
- la rétention, l'adsorption, et la dégradation plus ou moins totale des fertilisants agricoles, des pesticides et micropolluants,
- les processus de dénitrification par transformation de la molécule de nitrate en azote gazeux (Fustec & Thibert 1996).

Cette fonction s'exerce sur les éléments transportés par les eaux de surface et concerne donc les eaux de ruissellement des versants du cratère de maar et le réseau hydrographique amont. Parmi les tourbières de maar du Velay, une étude d'impact de l'activité agricole du bassin-versant a été menée sur la tourbière du Marais de Limagne (Josien & Tort 1994). Celle-ci montre que dans le cas des agro-systèmes maar, le lessivage et le ruissellement sont potentiellement importants. Cependant la présence de prairies permanentes fauchées à la base des versants du cratère, suffirait à limiter de manière sensible le transport des intrants vers la zone humide (Josien & Tort 1994).

Sur le bassin-versant des Narces de Ribains, la tourbière est d'autant plus importante d'un point de vue hydrologique, quelle représente la dernière étape avant l'évacuation de l'eau en direction des gorges de l'Allier. Mais la création du grand fossé de drainage a considérablement altéré ses fonctions hydrologiques. Ce constat est d'autant plus grave qu'il vient s'ajouter à la disparition de l'ancienne zone humide de Marcillac, à l'amont, dont la superficie était importante. Nous voyons dans les dégâts importants et répétés, occasionnés sur la commune de Landos lors de forts épisodes pluvieux, les conséquences de la disparition de cette zone humide.

5.5.1.2. A l'échelle de la tourbière

A cette échelle spatiale il est encore possible de distinguer plusieurs zones dont les fonctions et usages ne présentent pas les mêmes types d'intérêts. Nous en distinguerons trois :

- la bande latérale située au Nord de la zone humide, comprise entre la route départementale et le grand fossé de drainage (zone 1),
- la zone centrale de la tourbière, comprise entre le fossé et le ruisseau des Empèzes (zone 2),
- la bande latérale Sud, Sud-Ouest, comprise entre le ruisseau de la source des Empèzes et les versant du cratère (zone 3).

La **bande latérale Nord**, comprise entre la route départementale et le fossé de drainage est de loin la partie la plus perturbée du marais de Ribains. Large d'une centaine de mètres et s'étendant d'est en Ouest sur toute la longueur de la zone humide, cette partie a été totalement déconnectée du reste de la tourbière. Elle est donc particulièrement sensible au drainage pour plusieurs raisons :

- cette bande étroite est dans la zone d'influence du fossé de drainage sur plus d'un tiers de sa largeur et subit également l'effet d'un drainage latéral,
- l'épaisseur de tourbe est plus faible dans cette partie de la tourbière,
- la pente entre la route et le fossé, est plus marquée que dans la partie centrale de la tourbière, favorisant ainsi l'évacuation de l'eau vers le fossé.

Dans ces conditions, les phénomènes de minéralisation de la tourbe sont beaucoup plus rapides et plus prononcés que dans le reste de la tourbière. La pente et la proximité de la route favorisent les phénomènes d'eutrophisation, ce qui se traduit par un enrichissement important de la zone. Seules quelques petites parcelles, alimentées par quelques sources sont moins concernées par cette évolution. L'intérêt écologique de cette zone est faible. En revanche, cette bande latérale assure, avec la ripisylve un rôle tampon en limitant la progression des rudérales et des friches nitrophiles vers l'intérieur de la tourbière. Elle contribue aussi au développement socio-économique de la commune de Landos avec la présence aujourd'hui de plusieurs types d'infrastructures (sanitaires et sportives) et de terrains supplémentaires disponibles toute l'année pour le pâturage. Dans tout les cas il est difficile d'envisager un quelconque retour vers un état antérieur au drainage.

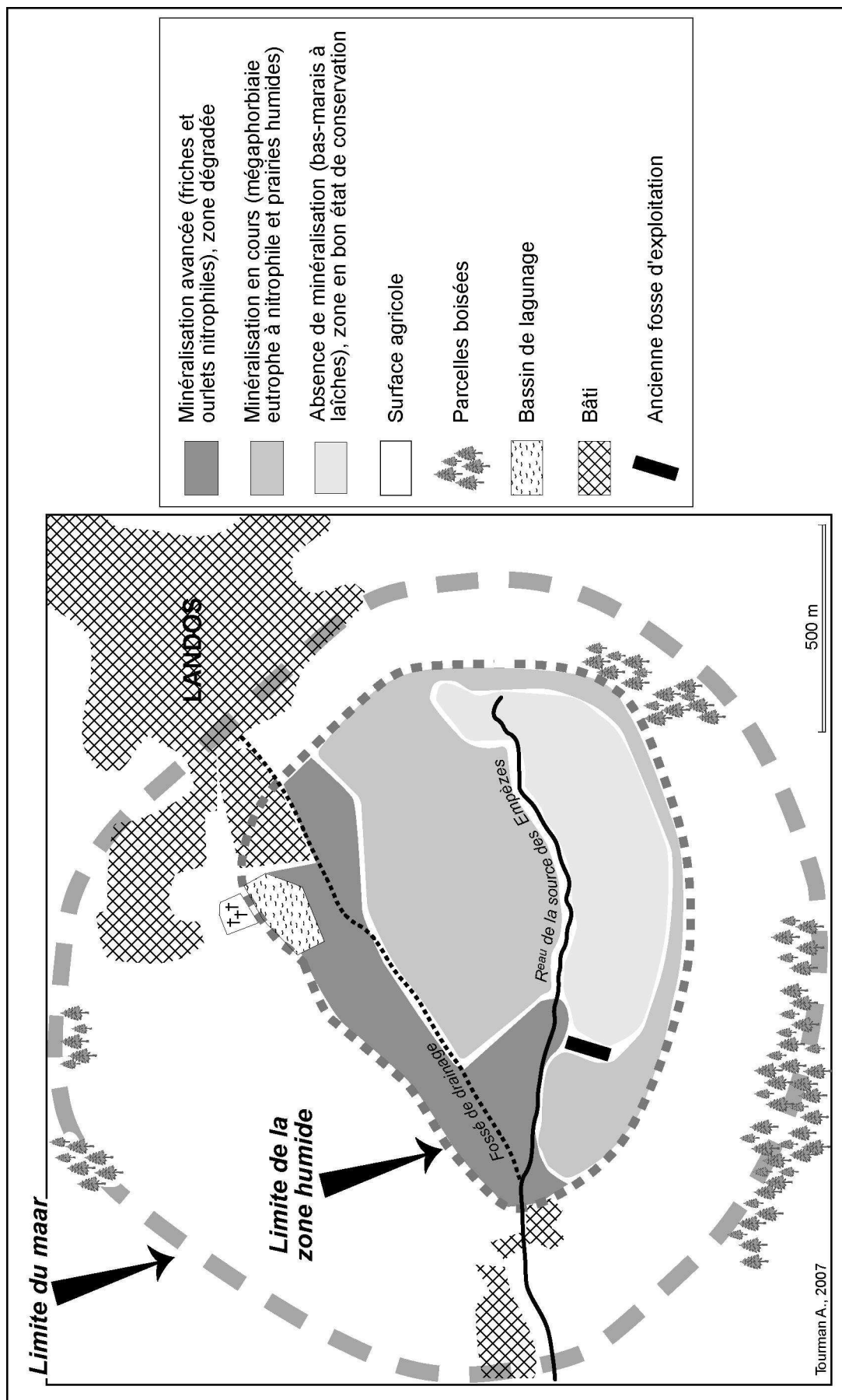


Figure 54 : Cartographie du gradient de minéralisation observé sur la tourbière de Ribains

De l'autre côté de la ripisylve, la **partie centrale**, est la plus étendue et la plus hétérogène. Elle présente un patchwork d'habitats, allant de la friche nitrophile à la prairie humide, en passant par la mégaphorbiaie, et par une succession d'habitats intermédiaires. C'est dans cette zone que l'on retrouve les espèces végétales à statut de protection comme la renoncule langue ou grande douve (*Ranunculus lingua*) et la Calamagrostide négligée (*Calamagrostis stricta*). La mégaphorbiaie progresse rapidement et semble être elle-même colonisée par de plus en plus d'espèces de friches nitrophiles. Cette progression se fait au détriment des prairies humides encore présentes dans la partie Sud-Est de la zone centrale, avec notamment une très belle zone de touradons à *Carex appropinquata*. Tout ce secteur offre donc un certain intérêt biologique. D'autre part les épaisseurs de tourbe maximales dépassent ici 5 mètres et on n'a noté aucune altération de la qualité des informations paléoenvironnementales contenues dans la tourbe.

D'un point de vue socio-économique, cette zone accueille actuellement du pâturage équin extensif, avec un troupeau de plus d'une vingtaine de bêtes présentes toute l'année représentant une pression de pâturage d'environ 0,6 UGB (cf. 5.4.2). Cette pression de pâturage n'est pas sans conséquence sur les dynamiques végétale et édaphique de la tourbière. La chasse est également une pratique courante dans cette partie de la tourbière. Cependant, l'abaissement général du niveau de la nappe a considérablement réduit les populations d'oiseaux d'eau et le pâturage ne favorise pas la présence des nicheurs dont plusieurs sont considérés comme menacés. L'inventaire ZNIEFF de 1998 remarque déjà que le Vanneau huppé, le Râle d'eau, le Busard cendré, le Faucon hobereau et la Pie-grièche grise et celle à tête rousse était autrefois beaucoup plus abondants sur le site.

Enfin la partie située **au Sud du ruisseau des Empèzes** est de loin la plus intéressante écologiquement. Malgré un léger drainage superficiel, elle a été relativement bien préservée des déséquilibres observés sur les autres secteurs. Cette bande latérale ne fait l'objet d'aucune activité agro-pastorale. En revanche, son intérêt cynégétique est nettement plus élevé que dans le reste de la tourbière. D'un point de vue patrimonial, nous sommes dans la zone la plus remarquable sur le plan floristique. C'est ici que les vestiges de végétation et de plantes typiques de zones humides de bas-marais tourbeux sont les plus importants. « *De réelles potentialités de restauration existent par conséquent, dont il conviendrait de tirer parti assez rapidement* » (Seytre 2003). En effet, si l'on considère la vitesse à laquelle la mégaphorbiaie s'est développée et le fait qu'elle apparaisse déjà en bordure de la zone, il convient d'intervenir dans des délais des plus brefs. C'est également dans cette zone que les épaisseurs

de tourbe sont les plus importantes et les plus homogènes avec un potentiel paléoenvironnemental élevé.

En plus d'assurer une fonction écologique et de permettre le développement d'usages traditionnels tels que le pastoralisme et la chasse, le marais de Ribains possède un potentiel culturel, éducatif et scientifique important. Inscrite dans un vaste cratère anciennement occupé par un lac, cette tourbière n'a cessé d'évoluer en relation avec les activités humaines. Elle offre non seulement une originalité physique écologique et paysagère mais aussi une dimension paléoenvironnementale et historique dans laquelle le rôle de l'Homme est important. Avec ce site, un grand nombre de thèmes peuvent être abordés. C'est pourquoi, au-delà des intérêts hydrologiques et écologiques qui doivent être pris en compte dans la gestion de cet écosystème, il peut être intéressant d'y ajouter la dimension culturelle et éducative.

Depuis la création de ce programme de recherche et la présentation des premiers résultats, la commune de Landos a pris conscience de l'intérêt du suivi scientifique et de la mise en place d'un plan de gestion sur ce site. L'intérêt de la commune pour ces travaux de recherche marque une rupture avec la politique menée, depuis le précédent conflit, qui tendait à ignorer totalement la tourbière. Reste à définir les objectifs du suivi scientifique et de la gestion. Ce travail montre que la place de la recherche scientifique dans la définition des politiques locales de conservation des milieux naturels n'est pas négligeable.

L'étude de la dynamique récente de la tourbière de Ribains a montré à quel point ce type d'écosystème peut très vite se transformer. Quel que soient les modes de gestion à adopter, les rapides changements observés à travers l'analyse de la végétation montrent combien il est important de prévoir un suivi régulier de l'évolution des différents groupements végétaux. Il convient en effet d'évaluer la dynamique des espèces à statut de protection ainsi que la progression de la mégaphorbiaie dans les zones de bas-marais encore en bon état de conservation.

5.5.2. Vers quel mode de gestion ?

Nous entendons ici par mode de gestion, les actions à mener afin d'atteindre un objectif de maintien de l'écosystème considéré dans un état défini, ou bien d'atteindre un état écologique jugé idéal. L'écosystème est alors considéré comme « *un bien commun à la collectivité et qu'il convient de gérer de façon à le transmettre aux générations futures avec une certaine qualité préservée* » (Cubizolle & Sacca 2004). Il s'agit de préserver, de conserver un héritage naturel, un patrimoine. La « *gestion conservatoire est ainsi synonyme de gestion patrimoniale* » (Cubizolle & Sacca 2004).

Dans le cas du marais de Ribains, l'objectif principal est le maintien d'un milieu humide et de l'activité turfigène. Cela implique la restauration d'un fonctionnement hydrologique adéquat. Or nous avons montré que l'origine des dysfonctionnements et des modifications des propriétés physiques de la tourbe était générée par le grand fossé de drainage. A cela vient s'ajouter un pâturage extensif, moins agressif sur le milieu, mais dont l'impact peut être ponctuellement sévère. Une action combinée sur le drainage et le pâturage pourrait alors favoriser le maintien d'une activité turfigène. Bien qu'interventionniste, cet objectif ne doit pas être perçu comme relevant d'une conception fixiste ou sentimentaliste de la nature, telle que la critiquent Cubizolle & Sacca (2004). Il ne s'agit pas de stopper une dynamique naturelle au profit d'une autre, mais en réalité de ralentir un processus récent et rapide d'origine anthropique et lourd de conséquences, à court terme, pour le devenir de la tourbière.

5.5.2.1. La question du drainage

Nous savons que le rôle de l'eau est fondamental dans la formation de tourbe et par conséquent dans le développement des tourbières puisque la tourbe est un matériau formé de l'accumulation de matière organique, en conditions hydromorphes et anaérobies. Le drainage, lorsqu'il est efficace, est incompatible avec le maintien de cet équilibre. Dans ce cas, le milieu peut alors basculer rapidement vers un écosystème hydromorphe non producteur de tourbe voire vers un milieu non hydromorphe. Nous avons d'ailleurs pu constater que ce processus était déjà amorcé dans plusieurs secteurs de la tourbière de Ribains, c'est pourquoi il est nécessaire d'intervenir rapidement. Au-delà de la tourbière proprement dite, le réhaussement du niveau de la nappe pourrait également contribuer à augmenter les populations d'oiseaux d'eau, autrefois plus importantes sur le marais.

Sur ce site, nous avons distingué deux formes de drainage : un drainage profond avec le grand fossé et un drainage superficiel pour le reste du réseau présent sur la tourbière. Si le drainage profond est de loin la première source de dysfonctionnement sur laquelle il faut intervenir, le comblement des drains superficiels contribuera à favoriser plus rapidement le retour vers une hydromorphie propice au développement de la turfigenèse.

Si le comblement du fossé de drainage est envisageable afin de rehausser le niveau hydrique de la tourbière, ne verrions nous pas apparaître en contrepartie une accélération des phénomènes d'eutrophisation et de pollution par ruissellement au cœur de la tourbière ? Une réflexion sur la qualité de l'eau doit donc être menée avant toute intervention. De plus, au-delà des considérations faites sur le fonctionnement hydrologique de la tourbière, la disparition du fossé n'augmenterait-il pas le risque d'inondations des infrastructures sportives, voisines de la zone humide ? Enfin, dans le cas d'un réhaussement du niveau général de la nappe, qu'advviendrait-il du pâturage équin ?

5.5.2.2. L'avenir du pâturage équin

Le pâturage équin, tel qu'il est pratiqué actuellement, est-il compatible avec le maintien d'un bon équilibre écologique ? Est-il nécessaire de mettre en place un plan de gestion ou peut-on laisser ce pâturage extensif sans limitation dans le temps et dans l'espace, comme c'est le cas aujourd'hui ?

Si le pastoralisme est présenté parfois comme un outil idéal pour le maintien ou la restauration de la biodiversité dans les zones humides (Lecomte *et al.* 1995), il peut aussi avoir l'effet inverse. Il existe des antagonismes de gestion difficiles à évaluer, c'est pourquoi la question du pâturage doit être prise avec précaution, afin d'apprécier au mieux ces effets positifs et ces effets négatifs. Néanmoins, « *il n'y a actuellement pas de justifications scientifiques généralisables susceptibles de favoriser le pâturage extensif par rapport à d'autres modes de gestion ; il existe plutôt un ensemble d'alternatives, dont certaines ont été testées, qu'il est intéressant de comparer et d'utiliser selon les circonstances* » (Darinot & Morand 2001). Seule une démarche empirique est en mesure de permettre la mise en place d'un plan de gestion adapté. De même, par ignorance ou, souvent, par manque d'équipement, de nombreux propriétaires de chevaux ne gèrent pas leurs pâturages de façon à optimiser la production de fourrage. Aussi, une bonne gestion du pâturage peut être bénéfique au propriétaire des chevaux comme au milieu pâturé.

Concrètement, ne pourrait-on pas réfléchir à la mise en place d'un pâturage tournant. Celui-ci tiendrait compte des rythmes phénologiques de la végétation ou de la portance des sols afin de limiter l'impact négatif du pâturage sur certains habitats et d'éviter la mise à nu des sols dans les zones sensibles comme celles à touradons. La mise en défend de parcelles test, permettrait également d'évaluer la dynamique de la végétation avec et sans pâturage.

5.5.2.3. Un outil complémentaire : la fauche

Certaines zones largement colonisées par la mégaphorbiaie et menacées d'enfrichement, sur lesquels les chevaux se rendent d'ailleurs peu, pourraient être fauchées ce qui apporterait ainsi un complément fourrager. Cette pratique pourrait freiner les phénomènes de surpâturage observable localement sur la tourbière. Comme le pâturage extensif, la fauche permet aux tourbières de conserver ou de retrouver leur caractère ouvert. Elle permet également de lutter de manière efficace contre l'envahissement du milieu par certaines espèces végétales agressives (Dupieux 1998 ; Le Nedic 2002). La réduction du couvert végétal qui en résulte permet le développement d'espèces basses, héliophiles et sensibles à la concurrence. Avec la restauration d'un niveau hydrique plus élevé, ce sont des espèces à forte valeur patrimoniale, caractéristiques des espaces tourbeux ouverts, qui pourraient ainsi être conservées grâce à la fauche (Dupieux 1998). Toutefois, contrairement au pâturage où les animaux effectuent une sélection des espèces consommées, la fauche opère de manière non sélective et entraîne un traitement homogène qui ne favorise pas l'hétérogénéité structurale de la végétation. La fauche a ainsi une action moins diversifiante sur le milieu.

Néanmoins, la fauche peut avoir des conséquences néfastes tant pour la faune vertébrée (batraciens, reptiles, oiseaux...) que pour la faune invertébrée (insectes notamment). Elle modifie de manière importante la structure de la végétation, support pour les biocénoses, qui se trouve soudainement exposée à l'ensoleillement, aux prédateurs... (Dupieux 1998). Sur la question de l'avifaune, des observations faites dans le cas d'un fauchage triennal de la Grande Cariçaie, située sur la rive Sud-Est du lac de Neuchâtel, montrent que ce type de pratique ne provoque pas de modification de l'habitat normal de reproduction des oiseaux des marais. Dans les parcelles fauchées tous les 2 et 3 ans, ainsi que dans les parcelles-témoin non fauchées de cette zone humide suisse, la densité de nicheurs observée est nettement supérieure à celle mesurée avant que ne débutent les travaux de fauchage. Cette répartition particulière

s'explique par les différences de densité de la végétation, facteur déterminant pour l'implantation des nids (Le Nedic *et al.* 1998).

Enfin, il ne faut pas négliger le fait que la fauche implique l'intervention sur le site d'engins mécaniques, parfois lourds, pénètrent sur le site. L'importance de l'impact dépend de la portance du sol et du nombre de passages effectués chaque année. L'impact sera donc le plus marqué dans les groupements les plus inondés et sur les chemins qu'emprunte le véhicule pour accéder aux parcelles (Le Nedic *et al.* 1998).

Même si nous possédons aujourd'hui les outils techniques et juridiques pour restaurer ou préserver la plupart des milieux naturels, une réflexion de fond doit être menée afin d'inscrire cette ressource naturelle dans une gestion rationnelle qui doit s'inscrire dans le cadre d'un développement durable. Ainsi, afin de ne pas renouer avec les erreurs passées qui ont divisé la population landossienne (cf chap. 5.1.4.), un effort de concertation doit être mené afin de trouver un bon compromis entre gestionnaires et riverains. Cette démarche suppose donc une approche globale et multi-sectorielle des modes de gestion aussi bien à l'échelle de la tourbière qu'à celle du bassin-versant.

6. Les tourbières des « *lacs* » du Devès

Le cas des tourbières des « *lacs* » du Devès mérite une attention particulière non seulement pour leur place originale dans la typologie des tourbières du Massif Central oriental, mais surtout pour l'absence de données scientifiques collectées à leur sujet. A l'exception d'un travail de maîtrise de géographie (Exbrayat 2003), les seules références existantes ne concernent pas les zones humides proprement dites mais le contexte géomorphologique dans lequel elles se placent. En effet, dans les années 1960, le géologue Pierre Bout faisait état de la présence de ces modelés en creux et s'interrogeait sur leur origine.

Avec le programme de sauvegarde et de restauration des zones humides du Devès, mené depuis 2001 par le conseil général de la Haute-Loire, les tourbières de « *lac* » font l'objet d'une attention particulière bien qu'elle n'aient pas été répertoriés initialement comme des zones tourbeuses. Ce n'est donc pas l'originalité de ces tourbières qui est à la base de cette démarche de sauvegarde mais la raréfaction des zones humides du Devès.

6.1. L'originalité et les caractères généraux des « *lacs* » du Devès

Ce qui a attiré notre attention sur ces zones humides ce sont le contexte hydro-géomorphologique dans lequel elles s'inscrivent et les accumulations tourbeuses qu'elles abritent. Nous verrons que si l'origine des dépressions a déjà fait l'objet de discussions que ce soit pour le Devès, le Cantal ou le Cézallier (Rousset 1964, Bout 1986) aucune étude détaillée de leur comblement n'a jamais été réalisée.

6.1.1. Les caractéristiques principales des « *lacs* » du Devès

Les « *lacs* » du Devès sont tous inscrits à fleur de plateau, sur le basalte. Comme pour les maars, le contour de ces dépressions est circulaire. Néanmoins elles se distinguent de ces derniers par leur diamètre en moyenne 5 fois plus petit, compris entre 100 et 350 mètres et par une dénivellation des versants qui n'excède pas les 2 à 3 mètres (Bout 1986). Si l'on ajoute à cette dénivellation l'épaisseur du comblement, on obtient une profondeur moyenne de l'ordre de 5 mètres. Ces dépressions drainent rarement plus de 12 ha et n'ont pas d'émissaire.

Cependant, toutes ces cuvettes présentent des traces d'aménagements plus ou moins visibles. Il s'agit le plus souvent de drains peu profonds ou de systèmes de trop plein destinés à évacuer une partie de l'eau vers l'extérieur de la cuvette. La limite de ces dépressions est soulignée par un muret de pierres et une haie périphériques derrière lesquels s'appuient le plus souvent les banquettes agricoles développées par l'agriculture, omniprésente sur le plateau. D'après Bout (1986), aucun de ces reliefs périphériques ne peut être assimilé à des levées de terre naturelles, excepté à la périphérie des dépressions du Parry et de Chigros au Sud de Paulhaguet.

6.1.2. La localisation de ces formations

A la différence des maars, aucune de ces dépressions n'est présente à proximité ou dans le prolongement de la ligne sommitale. Toutes sont concentrées sur l'extrémité septentrionale du plateau. A l'exception d'un cas isolé, le lac d'Agizoux, sur la commune de Solignac-sur-Loire au Sud du Puy, elles se répartissent sur deux zones distinctes (figure 55) :

- l'une à l'Ouest, dans le prolongement du bassin de Paulhaguet, avec 10 dépressions sur une aire de $2,5 \times 3,5$ km,
- l'autre à l'Est, à proximité de la bordure Nord-Ouest du bassin du Puy, avec 8 dépressions, réparties pour l'essentiel sur les communes de Loudes, Borne et St-Paulien.

Ces dépressions se situent en bordure de plateau (Bout 1986). Sur la figure 55, réalisée à partir d'un croquis de Bout (1986), les flèches indiquent le sens d'écoulement des laves basaltiques et signalent que ces formations sont positionnées en bout de coulée, là où l'épaisseur de basalte est théoriquement la moins épaisse. C'est également sur les bordures que le réseau hydrographique principal se concentre pour s'encaisser brutalement sur parfois près de 100 mètres de dénivelé comme c'est le cas dans la vallée de la Borne au niveau de St-Vidal. Ainsi, la distance entre le réseau hydrographique principal et les dépressions circulaires est faible, comprise entre 300 et 1500 mètres. Enfin, d'après les résultats d'Anne Lecocq (1987), la zone basaltique, située en aplomb du bassin du Puy et sur laquelle sont localisées un grand nombre de dépressions serait drainée par un même système aquifère dont l'eau alimente la ville du Puy et les communes périphériques. Aucune donnée hydrogéologique ne permet de comparer cette situation avec la zone de Paulhaguet.

Il est toutefois envisageable que la localisation de ces dépressions relève de la combinaison de facteurs structuraux et hydrologiques.

6.1.3. La typologie des « lacs » du Devès

Bien que toutes ces dépressions offrent un grand nombre de similitudes elles se différencient par la nature des comblements, leur fonctionnement hydrologique et leur écologie.

6.1.3.1. La nature du comblement

Ces cuvettes, n'ont pas développé d'épaisses couches de sédiments. Les épaisseurs moyennes totales sont de l'ordre de 2 à 2,5 mètres. Le fond des dépressions est colmaté par des formations argileuses à gley (Gr). Ces formations, comprises entre 0,5 et 1 mètre, très compactes, de couleur verte à grise (tableau 6), ont sans doute été formées sous l'influence des nappes profondes très réductrices. A la base de ces formations argileuses on observe parfois un horizon moins réducteur, de couleur beige à ocre, traduisant la présence d'un écoulement sous-jacent.

Plus haut dans la colonne, **2 grands types de séquences sédimentaires** peuvent se développer, l'un **minéral**, l'autre **à dominante organique**.

Dans le **premier cas**, on passe des horizons argileux à gley formés à la base, à un horizon oxydo-réduit soumis aux battements saisonniers de la nappe perchée. L'horizon correspondant au plancher de la nappe (Bg), moins réducteur, de couleur gris-beige, annonce les horizons supérieurs dans lesquels la nappe perchée fluctue (Ag). Lorsque ces dépressions sont situées à proximité d'un cône de scories, il est fréquent de rencontrer des niveaux argileux dont la couleur tire vers le rouge.

Le **deuxième cas** correspond à la mise en place d'un histosol à la surface des gleys argileux. On note toutefois la présence d'un horizon à anmoor, de couleur noire, d'environ 5 cm, développé entre les gleys et la tourbe (tableau 6). Ces formations tourbeuses apparaissent brusquement sur des épaisseurs d'au moins 1 mètre et atteignant localement les 2 mètres. Nous développerons plus loin ce cas à travers trois exemples : Collanges (commune de Loudes), Freycenet et La Gimberte (commune de Borne).

sites	matériaux	Profondeurs (en cm)	A (‰)	LF (‰)	LG (‰)	SF (‰)	SG (‰)	Pertes au feu (%)
Collanges	gley vert	-190 à -200	572	282	97	32	14	5,8
La Gimberte	gley gris	-110 à -120	503	259	92	70	74	6,8
La Gimberte	anmoor	-82 à -92	506	259	72	71	90	14,7

Tableau 6 : Granulométries et pertes au feu des formations argileuses de la base des dépressions

Aujourd'hui, ces cuvettes fonctionnent pour l'essentiel comme de petites pièces d'eau permanentes ou semi-permanentes. Elles développent ainsi des sols hydromorphes plus ou moins épais sur la partie supérieure de la colonne de tourbe. Ces sols dominés par les effets d'un excès d'eau temporaire ou permanent, sont formés d'horizons collants, riches en débris organiques de taille hétérogène. Ces formations superficielles organo-minérales de type A, atteignent parfois 40 à 50 cm d'épaisseur. Plus les débris sont grossiers, plus le matériel gris-beige est clair et présente des tâches de rouilles. D'autres dépressions asséchées saisonnièrement présentent en surface des horizons paratourbeux d'une trentaine de centimètres maximum. Lorsque les conditions d'hydromorphie sont moins affirmées en surface, la structure du sol devient plus aérée et grumeleuse à l'instar des gleys oxydés humifères (Duchaufour 1997).

Dans ces sols hydromorphes, la saturation en eau limite les échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère et entraîne souvent un déficit en oxygène dans le milieu. L'évolution de la matière organique est alors essentiellement tributaire de l'activité de micro-organismes anaérobies. Cette évolution est marquée par une limitation de la décomposition de la matière organique fraîche et de l'humification. La saturation du sol par l'eau influence l'évolution de sa fraction organique en engendrant des différences dans la quantité et la qualité de la matière organique contenue dans le sol selon la durée de la saturation. La quantité de matières organiques dans les sols croît quand la durée de saturation augmente.

Certaines dépressions ont développé de la tourbe alors que d'autres non : toutes ces dépressions n'ont donc pas toutes le même fonctionnement hydrologique. Les conditions d'hydromorphie commandent la production et l'accumulation de la matière organique.

Plusieurs paramètres peuvent alors intervenir :

- la nature du comblement qui intervient sur les vitesses d'infiltration verticale de l'eau ;
- la nature du matériel dans laquelle sont inscrites les dépressions, qui facilite ou entrave l'évacuation horizontale de l'eau, à travers les formations superficielles plus ou moins épaisses qui recouvrent le basalte ;
- la morphologie et la surface de la dépression. Certaines dépressions plus profondes, peuvent contenir des hauteurs d'eau plus importantes sur des surfaces plus vastes et rester ainsi en eau plus tardivement dans l'année, voire en permanence.
- La présence ou non d'un exutoire (naturel ou anthropique).

6.1.3.2. Le fonctionnement hydrologique

La présence de sols hydromorphes traduit l'excès d'eau. Cette eau peut avoir plusieurs origines :

- elle peut provenir uniquement des précipitations ;
- ou des précipitations auxquelles s'ajoutent des apports extérieurs de surface (par ruissellement, inondation) et/ou de profondeur (par la remontée d'une nappe) ;
- ou encore être apportées par des actions anthropiques (aménagements agricoles, irrigation...).

Toutes ces dépressions ont des conditions climatiques assez proches malgré une légère différence entre les dépressions du bassin de Paulhaguet, plus basses en altitude et celle proches du haut plateau (figure 56).

	Dépressions du bassin de Paulhaguet	Dépressions du haut plateau
Altitudes	entre 550 et 650 m	entre 750 et 900 m
Précipitations moy. annuelles	entre 600 et 700 mm	entre 700 et 900 mm
Températures moy. annuelles	entre +9 et +10°C	entre +7 et + 9°C

Figure 56 : Tableau synthétique de la situation altitudinale et climatique des « lacs » du Devès

La combinaison de tous ces facteurs se traduit par des variations saisonnières des niveaux d'eau différentes d'un site à l'autre. Certaines dépressions possèdent une nappe d'eau permanente, alors que d'autres, ne voient leur nappe affleurer que rarement dans l'année. La plupart du temps, la nappe est affleurante 6 à 8 mois, avec des hauteurs d'eau libre variant de 5 à 90 cm. Aujourd'hui cependant, les principales différences que l'on observe d'un site à l'autre sont associées à des interventions humaines (drains, seuils...).

Dans le cadre du programme de gestion et de restauration des zones humides du Devès, des échelles limnométriques ont été installées et suivies par le conseil général, entre mai 2002 et janvier 2005. L'objectif était de mesurer les variations saisonnières d'un nombre représentatif de sites. Malgré une collecte irrégulière, les données permettent de mieux appréhender ces variations saisonnières.

Si l'on ne considère que les dépressions les moins touchées par le drainage et dont le fonctionnement est le plus proche d'un fonctionnement naturel, les niveaux d'eau atteignent leur maximum à partir du mois de décembre. Ils s'abaissent lentement à la sortie de l'hiver et au début du printemps. L'eau disparaît au cours de l'été, elle n'affleure plus ou pratiquement plus dès la fin juin lors des années les plus chaudes, sinon vers la mi-juillet, atteignant son niveau le plus bas entre la mi-août et la mi-septembre. La nappe se situe alors en moyenne entre 0 et 20 cm sous la surface du sol. Il faut ensuite attendre le mois d'octobre ou plus souvent celui de novembre pour voir la nappe réapparaître à la surface de la zone humide.

Néanmoins, ce schéma peut varier sensiblement certaines années. Ainsi, au cours de l'année 2003, après un été particulièrement sec, les nappes sont restées très basses, jusqu'au mois de novembre, n'affleurant à nouveau qu'à partir du mois de décembre. A l'inverse, durant l'année 2004, le mois d'août a été très pluvieux, ce qui a provoqué une recharge très rapide des dépressions. Le niveau est alors resté élevé du mois d'août 2004 jusqu'au début de l'été 2005 avec de l'eau libre.

Lorsque ces dépressions sont peu soumises au drainage, les niveaux d'eau peuvent monter très rapidement à l'issue de fortes ou de longues précipitations. En revanche, une fois en eau, le niveau redescend très lentement. On obtient alors une bonne correspondance entre l'abaissement des niveaux d'eau et l'augmentation de l'évapotranspiration. Ce comportement de la nappe confirme la forte imperméabilité des formations superficielles sous-jacentes et le rôle prépondérant des conditions climatiques dans le fonctionnement hydrologique de ces dépressions.

Le drainage, lorsqu'il est superficiel ne fait qu'accélérer et prolonger l'assèchement de ces zones humides. La création d'un seuil artificiel en bordure d'une dépression permet d'obtenir un niveau constant en période de hautes eaux, assurant ainsi un niveau d'eau maximum par vidange régulière des apports excédentaires.

Le Petit Lac de Saint-Paulien conserve un niveau d'eau relativement constant durant toute l'année. Mais dans ce cas il s'agit d'apports extérieurs à son bassin-versant, occasionnés par des transformations d'origine anthropique. En effet, cette dépression est reliée au système d'évacuation des eaux usées de la maison de retraite mitoyenne et des eaux de pluie du lotissement voisin.

6.1.3.3. La nature des usages pratiqués dans ces dépressions

Aujourd'hui, l'utilisation par l'Homme de ces dépressions conditionne largement leur fonctionnement et leur dynamique. Tout porte à croire que ces dépressions ont été déjà utilisées, dès les premières implantations agricoles, comme réserves d'eau, zone de production de fourrage, mais aussi de chasse et de pêche alimentaire (oiseaux d'eau, grenouilles...). Les usages actuels n'ont guère changé. Encore aujourd'hui ces zones humides représentent un enjeu socio-économique important à l'échelle locale. Toutes ces dépressions ont fait l'objet de tentatives de drainage plus ou moins efficaces. Certaines ont été transformées en prairies pour le pacage du bétail, d'autres en cultures et certaines sont maintenues volontairement en eau, dans un but cynégétique et/ou écologique. Le programme de sauvegarde et de restauration des zones humides du Devès, prévoit sur certains sites, de fermer des drains et de créer des systèmes de vannages ou de surverses, afin de maintenir des plans d'eau et de gérer les niveaux d'eau plus facilement. Des surcreusements ont également été prévus pour augmenter ponctuellement la tranche d'eau. D'autres mesures prévoient le rétablissement d'un pâturage extensif. L'ensemble de ces actions vise à rétablir ou à maintenir ces zones humides en état afin de permettre le retour ou la conservation d'une biodiversité inféodée à ces milieux.

6.1.3.4. Classification écologique

L'ensemble des conditions édaphiques, hydrologiques ainsi que les interventions humaines conditionne la diversité des habitats floristiques et faunistiques. Quatre grandes catégories de dépressions peuvent être ainsi identifiées :

- les **prairies humides** entretenues par drainage et pâturage. Il s'agit généralement de canchaies ou de prairies à groupements mésohygrophiles à hygrophiles selon les conditions d'hydromorphie, avec, en périphérie une ceinture prairiale moins humide où se développent des groupements mésophiles à xérophiles. Le comblement est essentiellement minéral. Certaines de ces prairies conservent dans les zones les plus basses, quelques parties plus humides occupées par de petites jonçaies et/ou cariçaies formant ponctuellement de petits touradons.
- les **pièces d'eau** libres peu profondes et permanentes ou quasi-permanentes, bordées par des typhaies, scirpaies et/ou jonçaies et doublées d'une ceinture périphérique à groupements prairiaux mésophiles. Aucun sondage n'a été possible pour observer la sédimentation.
- les **tourbières** basses occupées par une végétation dense, à groupements mésohygrophiles à hygrophiles, le plus souvent par des cariçaies homogènes et inondées saisonnièrement. Selon les conditions d'hydromorphie et la quantité de biomasse disponible chaque année, il arrive que ces tourbières se développent plus difficilement donnant lieu à des zones humides paratourbeuses dominées par une sédimentation mixte, organique à organo-minérale. Dans ce cas, les profondeurs de tourbe ne dépassent pas les 30 à 40 cm.
- les **cultures**, permises par un drainage profond. Ces anciennes zones humides sont alors occupées par des cultures de maïs gourmandes en eau.

6.1.4. La genèse de ces dépressions

La présence ponctuelle et localisée de cet ensemble de dépressions pose la question de leur genèse. Au même titre que Pierre Bout (1986), nous nous contenterons d'apporter des pistes de réflexion en tenant compte des observations faites lors de nos campagnes de terrain. A la vue de ces dépressions plusieurs types d'hypothèses peuvent être imaginées.

6.1.4.1. L'hypothèse volcanique

La forme circulaire de ces dépressions n'est pas sans rappeler celle des cratères de maar, mais la comparaison s'arrête là. En effet, comme nous l'avons déjà précisé dans l'introduction du chapitre 6, le diamètre et la profondeur de ces formations sont nettement inférieurs à ceux des maars (Bout 1986). De plus, aucun signe d'explosion qui serait souligné par des projections volcaniques, n'est visible en périphérie de ces dépressions. Il est donc exclu qu'il s'agisse de dépressions phréatomagmatiques même si ces formations avaient été largement affectées par l'érosion.

Des cavités mineures ou des dépressions peuvent également être créées par la vaporisation d'une nappe phréatique au contact de la lave chaude. Dans ce cas, il arrive que des bulles de gaz se forment et traduisent à la surface d'une coulée, soit par des boursouflures ou des dépressions de faibles dimensions, soit par l'édification de petits cônes de lave scoriacée. Lorsque le refroidissement est très rapide, il arrive que ces bulles n'atteignent pas la surface et forment alors des cavités (Grotte des Laveuses à Royat, Puy de Dôme ; Grotte de Cuzet à Auriac-l'Eglise, Cantal). Cependant ces modelés sont généralement de taille métrique à décamétrique ce qui n'est pas le cas des dépressions du Devès, beaucoup plus vastes.

6.1.4.2. Les hypothèses pseudo-karstique et crypto-karstique

De prime abord, ces dépressions circulaires font penser à des dolines, caractéristiques du domaine karstique. Certains auteurs (Naum & Butnaru 1967 ; Fairbridge 1968 ; Inbar 1984 ; Nicod 1987 ; Salomon 2000) qualifient de volcano-karstiques ce type de formes et formations apparentées au karst mais développées en contexte volcanique (Reffay 2001). Cependant, peut-on véritablement associer les dépressions du Devès à des processus de type karstique ? Selon Bout (1986) « *l'hypothèse karstique doit être éliminée d'emblée. Le basalte est une roche insoluble* ». L'hypothèse mérite pourtant d'être approfondie.

Pour l'essentiel les modelés karstiques sont l'œuvre de la corrosion, c'est-à-dire d'une érosion chimique par dissolution dans des roches le plus souvent carbonatées. Ce type d'érosion « *s'exerce aux dépens de roches qui, comme le calcaire, sont principalement composées de minéraux solubles et sont dotées d'une perméabilité en grand, propice à l'enfouissement des eaux* » (Reffay 2001). Cependant, comme le précise Otvos (1976), « *le karst représente un système hydrologique où la perméabilité du matériel rocheux autorise des*

transferts d'eau et de matières transportées s'effectuant entre la surface et la profondeur, par le jeu de l'infiltration-percolation et de la restitution aux émergences ». C'est pourquoi, compte tenu de la forte perméabilité en grand des basaltes (Lecocq 1987) et de l'importance des sources contenues dans les basaltes du Devès, l'hypothèse karstique ne doit pas se limiter à la dissolution du basalte comme le fait Bout (1986). Dans le Devès, la structure des aquifères se prête d'ailleurs parfaitement au développement de processus de type karstique autres que la dissolution. En effet, des sondages hydrogéologiques (Lecocq 1987) ont montré que les circulations d'eau, parfois très importantes se font dans deux zones privilégiées :

- dans le niveau scoriacé à la base de la coulée, puisqu'il a été observé une nette augmentation du débit lors de sa traversée au cours des sondages ;
- dans les zones fissurées du basalte, des venues importantes d'eau se produisant au niveau des fractures (Lecocq 1987).

Si toutefois, les processus de formation de ces dépressions se trouvaient être similaires à ceux du domaine karstique, peut-on pour autant parler de karst ? Cette question, largement débattue par la communauté scientifique internationale n'a pas encore trouvé de réponse (Reffay 2001). Pour notre part, au même titre qu'Annie Reffay (2001), nous retiendrons le qualificatif de **pseudo-karst**, plus largement utilisé dans la littérature. Ce terme est ainsi réservé aux « *formes de relief de surface ou de sub-surface développées dans n'importe quel type de substrat par des processus autres que la corrosion, mais engendrant des morphologies comparables à celles qui sont liées à l'orthokarst* » (Silvestru 1990). L'orthokarst, également appelé parakarst, est considéré par ce même auteur comme un ensemble de formes de relief résultant de la corrosion-dissolution. Cependant, « *les seuls critères topographiques n'autorisent pas l'emploi du suffixe karst [...]* ». « *[...] Il convient aussi que les processus de formation et d'évolution fassent intervenir l'eau* » (Otvos 1976). Enfin, nous qualifierons de crypto-karst toute formation résultant de l'altération par dissolution d'une roche soluble située sous une roche non soluble.

Les formes d'apparence pseudokarstique les plus fréquentes en milieu volcanique sont des grottes. Ces dernières sont particulièrement présentes dans les laves les plus fluides. Les cavités les plus importantes révélées en domaine basaltique sont associées à des tunnels de lave. Ces derniers sont formés par l'écoulement de lave sous pression dans une gaine solide de refroidissement. Ces tunnels peuvent atteindre plusieurs kilomètres rivalisant ainsi avec les conduits souterrains du domaine calcaire. Il arrive parfois qu'ils s'effondrent, donnant lieu à des formations comparables à des dolines ou encore à des puits verticaux semblables à des

avens. Cependant aucune trace de tunnel n'a été répertorié sur le plateau du Devès. De plus, ce mode de formation n'explique pas pourquoi les dépressions sont localisées en bordure de plateau. Enfin, il est difficile d'imaginer que de tels tunnels aient donné lieu à des formes circulaires si régulières.

Dans le Devès, il est toutefois possible d'observer quelques grottes et abris sous-roches, parfaitement connues des préhistoriens qui les premiers les ont décrites et fouillées (Aymard 1887). Ces formations sont pour l'essentiel localisées au front des nappes basaltiques (Bout 1980) et générées par des phénomènes de cryoclastie différentielle, à l'origine d'un démantèlement en orgues à la base des coulées. En effet, c'est à la base que ces phénomènes sont les plus intenses, près du sol, là où l'humidité peut remonter par capillarité dans la roche (Bout 1980). La base de la coulée se trouve alors en retrait par rapport à sa partie supérieure. Ce type de démantèlement, ne concernant que la bordure terminale des coulées, ne peut en aucun cas expliquer la formation des dépressions circulaires.

En revanche, certaines des cavités répertoriées dans le Devès se sont établies à l'emplacement d'anciennes enclaves alluvionnaires ou scoriacées sur lesquelles le basalte s'est refroidi (Bout 1980). Si les cas mentionnés par Bout (1980) se trouvent également en bordure terminale de coulée, rien n'exclut que ce type de phénomène se soit produit plus loin dans plateau, entre deux coulées basaltiques. La présence de niveaux scoriacés entre les coulées (Lecocq 1987) rend possible cette hypothèse. Ainsi, localement, le transport et l'évacuation par les écoulements intra-basaltiques de ces matériaux scoriacés pourraient permettre l'existence de cavités. Les formations scoriacées rencontrées entre les coulées se prêtent très bien à ce mécanisme dit de **suffosion**. Ce matériel meuble ou mal cimenté comporte des éléments fins susceptibles d'être mobilisés, transportés et évacués. Dans ce cas *« l'érosion en cause est mécanique et non chimique, même si la suffosion peut relever accessoirement d'une évacuation de produits en solution »* (Reffay 2001). Le démantèlement puis l'effondrement du toit de ces cavités se traduirait alors en surface par des phénomènes de subsidence. Ce démantèlement est favorisé par les écoulements verticaux à travers les diaclases et le travail de la cryoclastie au sein de ces fissures. Le rôle de l'altération en *« tâche de soleil »* ou *« sonnenbrenner »* (Ernst 1960 ; Kieffer 1968 ; Derruau 1986), qui provoque une desquamation et une désagrégation de la roche en fragments arrondis, doit également être pris en considération. Ce phénomène s'observe fréquemment à l'affleurement dans le Devès (Lecocq 1987). D'après Kieffer (1968), ce processus peut aussi se former en profondeur sur

plusieurs mètres d'épaisseur et même s'étendre à des coulées entières, rendant les laves poreuses et plus sensibles à l'action de l'eau.

Certaines dépressions fermées de surface décrites entre autres en Oregon dans l'Ouest des Etats-Unis (Parker *et al.* 1964 ; Woods 1976) s'expliqueraient par ces phénomènes de suffosion. Dans le cas des dépressions fermées de la bordure septentrionale du Devès, plusieurs éléments rendent acceptable cette hypothèse :

- la présence attestée de niveaux scoriacés intra-coulées ;
- l'existence d'un aquifère important capable d'évacuer efficacement le matériel intra-basaltique. Un débit moyen annuel de 1000 l/s a été mesuré dans la zone située entre Loudes au Nord et Solignac sur Loire au Sud (Lecocq 1987) ;
- La proximité des dépressions avec la bordure du plateau et des principaux réseaux hydrographiques ; la distance à l'exutoire étant plus courte, le matériel mobilisé est évacué plus facilement et plus rapidement.

Les phénomènes de suffosion créent généralement en surface des dépressions souvent sub-circulaires parce qu'organisées en fonction de la présence d'une sorte de puits central. C'est pourquoi, en coupe, ces formations sont parfois qualifiées d'entonnoir de suffosion, car le diamètre de l'aire de soutirage diminue en profondeur.

Ainsi, la présence d'un aquifère important et la proximité avec la bordure du plateau permettent de compenser le faible pendage des coulées basaltiques, qui selon Pierre Bout (1986), suffit à exclure d'éventuelles actions de soutirage.

L'**hypothèse crypto-karstique** quant à elle, indiquerait que de la dissolution ait été à l'oeuvre, soit dans les formations intra-basaltiques, soit dans les matériaux qui forment le socle du plateau basaltique. Si l'on tient compte des analyses physico-chimiques des sources intra-basaltiques actuelles, il apparaît que les eaux sont très peu minéralisées. Le même constat a été fait pour les eaux des sources sous-basaltiques dont la composition est assez semblable (Lecocq 1987). Ces résultats défendent le faible rôle de la dissolution dans le Devès et réduisent d'autant l'hypothèse crypto-karstique. Cependant, nous ne pouvons pas exclure l'hypothèse selon laquelle la dissolution ait pu être plus importante dans d'autres contextes climatiques du Quaternaire. En revanche, il existe une quantité notable de silice

dans ces eaux confirmant les phénomènes de néoformation argileuses intra-basaltiques favorables aux mécanismes de suffosion décrits précédemment.

D'autres facteurs vont à l'encontre de l'hypothèse crypto-karstique intra-basaltique ou sous-basaltique dans le Devès :

- le recouvrement basaltique dans lequel s'inscrit l'ensemble des dépressions du Devès est hétérogène. Il repose, soit sur le socle métamorphique, soit sur les formations sédimentaires villafranchiennes. Aucune observation de formes de dissolution n'a été jusqu'à présent relatée.
- Aucun sondage hydrogéologique profond (Lecocq 1987) n'a fait état de formations propices à la mise en place d'un karst dans les formations intra-basaltiques.
- Enfin, même si les formations sédimentaires et le socle métamorphique pouvaient être affaiblis ponctuellement par le développement d'un karst, l'épaisseur et la succession des coulées basaltiques qui les recouvrent sont trop importantes pour que la surface du plateau ait été affectée.

6.1.4.3. L'hypothèse périglaciaire

L'hypothèse périglaciaire constitue la théorie admise par Pierre Bout (1986) pour expliquer l'origine de ces dépressions : *« Leur genèse relève probablement des mêmes mécanismes qui sont à l'origine des pingos actuels dans les régions septentrionales de notre globe [...] »*. Autrement dit, selon Pierre Bout, ces dépressions seraient liées la formation en surface d'une lentille de glace alimentée par injection. *« Les pingos ont pu se développer en hauteur et plus encore en diamètre grâce aux eaux intra et sous-basaltiques »* venues alimenter la glace en surface (Bout 1986). Celle-ci a ainsi contribué à séparer les prismes et à disloquer la roche basaltique favorisant alors le démantèlement de la dalle de basalte et la progression du gel verticalement et latéralement sous la coulée de basalte. Progressivement, le sol fut alors soulevé par la glace et les débris rocheux de la partie centrale rejetés en périphérie. Lors du réchauffement, la disparition de la coupole de glace laissa apparaître sur son ancien emplacement une dépression de faible profondeur autour de laquelle s'est développée un rempart constitué des débris initialement présent dans la partie centrale.

Cette même hypothèse est aussi avancée par Rousset (1964) pour expliquer la présence de dépressions circulaires, réparties sur le plateau de l'Aubrac. Cependant ces formations, qualifiées de laquets, sont beaucoup plus nombreuses (372 au total) mais aussi plus petites que celles du Devès puisqu'elles ne dépassent pas 20 mètres de diamètre (Rousset 1964, Bout 1986). Bout explique cette différence entre les deux massifs par le fait que l'Aubrac ait été recouvert d'une calotte de glace épaisse (Poizat & Rousset 1975 ; Veyret 1981) alors que le Devès, d'altitude moyenne inférieure et en position plus continentale, n'a pas été englacé. Ainsi, ces formations périglaciaires se sont développées plus longuement sur le Devès que sur l'Aubrac qui a dû attendre le recul des glaces pour être à son tour soumis à ce type de morphogenèse. Si cette démonstration est valable pour justifier la différence de taille de ces dépressions, elle n'explique pas pourquoi celles-ci sont localisées en bordure de plateau dans le Devès et au contraire sur l'ensemble du plateau dans l'Aubrac. L'inverse aurait été plus logique puisque dans l'Aubrac ce sont les marges qui ont été déglacées les premières. Leur localisation sur l'ensemble du plateau nous font pencher vers l'hypothèse de De Goër qui les interprète comme des kettles et non comme des pingos, puisque ces derniers ne peuvent se développer en présence de glaciers (Etlicher & Goer De Herve 1988). Pour le Devès, les dépressions ne se sont pas groupées en « champs » comme les laquets (Rousset 1964), mais au contraire éparpillées. Ces remarques vont dans le sens de Pierre Bout dans le Devès, puisque les pingos sont plus généralement isolés et développés en contexte périglaciaire.

A la différence des formations décrites dans l'Aubrac, les diamètres des dépressions du Devès sont très comparables avec ceux des « viviers » des Hautes-Fagnes en Belgique (Pissart 2000, 2002). Ces dépressions fermées entourées d'un rempart sont très nombreuses sur le versant septentrional du plateau ardennais. La plupart de ces cuvettes circulaires ou ovalaires sont remplies de tourbe et peuvent atteindre jusqu'à 8 mètres de profondeur. En 1956, Pissart signale d'abord ces formes comme des traces de pingos (Pissart 1956). Il décrit plus tard des formes identiques en Grande Bretagne (Pissart 1963). Il montre ensuite que ces buttes périglaciaires étaient composées uniquement de glace de ségrégation et non de glace d'injection. Il ne s'agissait donc pas de pingos mais de palses. Des travaux ultérieurs montreront que malgré la présence de tourbe, ces formations s'étaient initialement développées dans des formations minérales et qu'il s'agissait donc de palses minérales (Pissart 1983), qu'il qualifiera plus tard de lithalses, (Pissart 1999) terme créé par Harris (Harris 1993). Rappelons que les **palses** (sur terrain constitué de tourbe) et les **lithalses** (palses minérales) sont des buttes cryogéniques apparues uniquement par cryosuccion

(aspiration de l'eau vers la glace de ségrégation en croissance, sans mise sous pression de cette eau) et elles contiennent uniquement de la glace de ségrégation (Pissart 2000, 2002).

Dans le cas du Devès, l'hypothèse des lithalses est peu probable compte tenu :

- de la faible épaisseur des formations superficielles reposant sur le basalte ;
- du fait que les produits de ces formations sont majoritairement grossiers, supérieurs à 50 μm , notamment avec la présence de scories perméables, peu sensibles au gel (Derruau 1986) ;
- que dans les andosols les smectites sont rares, contrairement aux allophanes. Ces argiles amorphes ne gonflent pas et l'eau est peu retenue. C'est pourquoi les sols à figures sont très peu développés en milieu volcanique (Derruau 1986), même si quelques polygones de pierres de taille plurimétrique ont été signalés dans le Velay, au sommet du Mézenc vers 1750 mètres d'altitude (Bout 1974).
- Enfin, les lithalses sont surtout concentrés en « champs ».

Ainsi, si l'hypothèse périglaciaire devait être retenue, la faible épaisseur des formations superficielles, leurs propriétés physiques et le caractère isolé des dépressions du Devès vont dans le sens des cicatrices de pingos (Bout 1986).

Mais dans le Devès, rien ne semble indiquer la présence de remparts, pourtant caractéristiques dans ce type de formations. On peut certes tenir compte d'une possible érosion naturelle et agricole, particulièrement sur ces bordures de plateau, plus basses en altitude. Les bourrelets périphériques auraient aussi disparu avec le temps.

A l'issue de cette discussion sur l'origine possible de ces dépressions, deux principales hypothèses semblent se dégager :

- l'hypothèse pseudo-karstique initialisée par des phénomènes de suffosion, en lien avec des transferts d'eau intra-basaltiques qui favorisent ponctuellement l'effondrement ou l'affaissement de la chape de basalte ;

- l'hypothèse périglaciaire, avec le développement de lentilles de glace d'injection, responsables de l'altération de la dalle de basalte, puis d'une remobilisation en périphérie des débris occasionnés par la gélifraction, formant ainsi des dépressions.

Toutefois, rien n'exclut que ces dépressions soient le résultat de la combinaison de processus pseudo-karstiques et périglaciaires. En effet, si le rôle du gel apparaît comme un agent indiscutable de morphogenèse dans les affleurements volcaniques, il est vraisemblable que ces effets se soient combinés avec le soutirage dans les formations sous-jacentes à la lave qui aurait permis localement la décohesion et le déséquilibre de la chape de basalte. *« Décohesion et gélivation sont d'autant plus liées que la première, agrandissant les diaclases, facilite la seconde »* (Derruau 1986).

6.2. Les tourbières des « lacs » du Devès, étude morphosédimentaire et écologique.

Face au manque de données physiques concernant les dépressions circulaires du Devès nous avons pris la décision d'étudier trois d'entre elles. Nos travaux étant axés sur les tourbières, le principal critère de sélection était la présence d'une épaisseur de tourbe suffisante pour justifier de l'existence d'une tourbière, soit au moins 40 cm de tourbe (Manneville *et al.* 2006). Nous avons ensuite recherché des sites peu perturbés, morphologiquement proches pour faciliter une étude comparative. Nous avons aussi choisi 3 sites situés à une dizaine de kilomètres à l'Ouest du Puy-en-Velay, sur les communes de Loudes et de Borne (figure 55). Concentrées sur secteur inférieur à 6 km² et réparties entre 790 mètres et 885 mètres d'altitude (Tab. 7), ces trois tourbières offraient des caractéristiques morphosédimentaires assez similaires.

Site	Commune	Coordonnées	Altitude	superficie	superficie du b.v.
Collanges	Loudes	3°43'49" E / 45°5' N	884 m	3 ha	4 ha
Freycenet	Borne	3°46'40" E / 45°5' N	816 m	6 ha	13 ha
La Gimberte	Borne	3°47'03" E / 45°14'19" N	790 m	1.2 ha	1.7 ha

Tableau 7 : Localisation géographique, altitude et superficie des sites étudiés et de leur bassin-versants

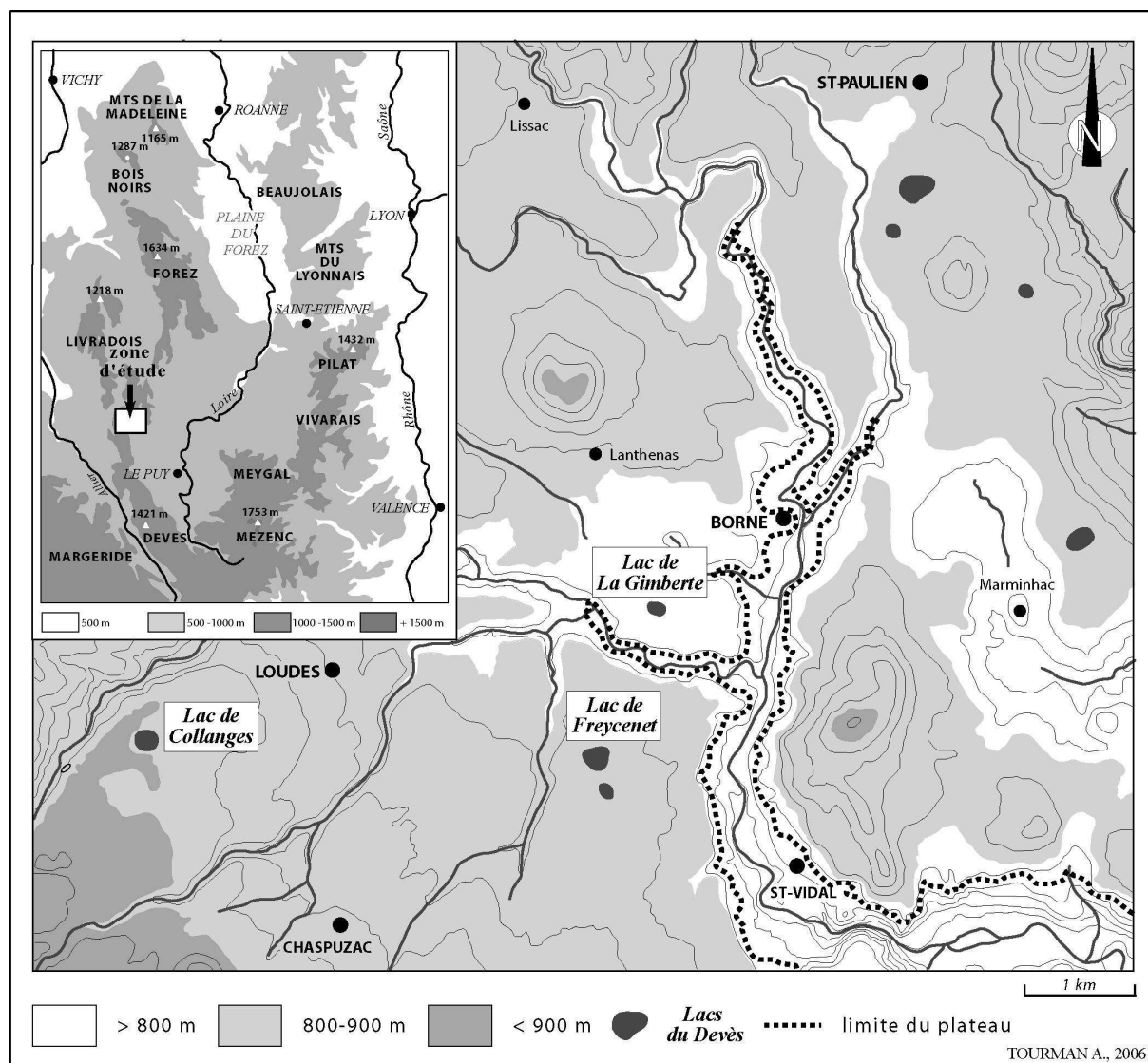


Figure 57 : Carte de localisation des tourbières des « lacs » du Devès étudiées en détail

6.2.1. La tourbière de Collanges (commune de Loudes)



Photographie 16 : Vue panoramique de la tourbière du Lac de Collanges (été 2003)

Cette tourbière, quasi-circulaire est sans doute la plus belle des « *lac* » du Devès. Elle est localisée à 884 mètres d'altitude, sur la commune de Loudes à proximité du hameau de Collanges. La partie centrale, occupée par la zone humide s'étend sur 3 ha et l'ensemble de son bassin-versant, ne représente guère que 4 ha. Ce site est entouré de prés et de champs destinés à la culture de maïs dont le périmètre mitoyen avec la dépression est clairement délimité par un muret de pierre doublé d'une haie. Actuellement divisée en deux parcelles, la zone humide fait l'objet d'un pâturage mixte de bovins et d'équins. La pression de pâturage reste très légère et concerne principalement la période estivale, période durant laquelle la nappe d'eau est la plus basse. Cette zone humide a fait l'objet d'un léger drainage superficiel. Seul un des drains est encore fonctionnel sur la partie nord-est de la dépression, à proximité du principal chemin d'accès à la tourbière. Ce fossé n'a pas été creusé pour assécher la zone humide mais pour assurer un seuil limite de remplissage. Au-delà de ce seuil, l'eau s'évacue en direction de l'Est, vers la route départementale 252 reliant Loudes à Saint-Jean de Nay. Une échelle limnimétrique a été installée par le conseil général en bordure interne de la dépression, dans l'axe central de la zone humide et dans la continuité du fossé. Les données relevées sur cette échelle par le conseil général sont peu nombreuses (

tableau 8). Elles indiquent, qu'entre 2002 et 2005, la hauteur d'eau maximale atteinte en bordure de fossé a été de 59 cm. Au-delà de cette valeur seuil, l'eau est évacuée par le fossé. A l'inverse, le niveau de la nappe descend sous la surface du sol, entre 2 et 6 mois de l'année selon les conditions météorologiques. En effet, compte tenu du caractère endoréique de cette dépression et de la faible surface de son bassin-versant (figure 58), la hauteur d'eau de la zone humide est directement tributaire des apports atmosphériques et des conditions d'évapotranspiration.

Collanges	2002	2003	2004	2005
janvier	?	57	?	53
février	?	52	?	?
mars	?	49	?	?
avril	?	?	?	?
mai	33	42	?	?
juin	24	16	23	?
juillet	0	0	?	?
août	0	0	0	?
septembre	0	?	44	?
octobre	0	0	42	?
novembre	?	0	58	?
décembre	59	23	53	?

Tableau 8 : Lac de Collanges : bilan des relevés de niveaux d'eau 2002-2005 en cm
(données relevées par le conseil général)

Les mesures de pH effectuées dans l'eau de surface de cette tourbière indiquent une valeur moyenne comprise entre 5,8 et 6.

Sur le plan floristique, la zone humide se caractérise par une cariçaie très homogène à *Carex vesicaria* avec des groupements à *Glyceria declinata* et *Carex disticha* ou à *Comarum palustre* (annexe n°). La présence, notable pour le Devès, d'un groupement à *Carex lasiocarpa* est également à souligner. La périphérie se démarque nettement de la partie centrale avec des groupements prairiaux mésohygrophiles à mésophiles à *Agrostis canina* et/ou *Holcus lanatus*, *Alopecurus pratensis*, *Ranunculus repens*, *Cynosurus cristatus*.

L'intérêt faunistique est plus marqué notamment pour les oiseaux d'eau. 17 espèces d'oiseaux ont été rencontrées dont 4 nichent sur le site : le Canard colvert (*Anas platyrhynchos*), la Gallinule poule d'eau (*Gallinula chloropus*), la Foulque macroule (*Fulica atra*), le Vanneau huppé (*Vanellus vanellus*). Deux espèces de batraciens ont été trouvées : le Triton crêté (*Triturus cristatus*) et la Grenouille rousse (*Rana temporaria*). Trois espèces de libellules ont été observées : la Leste dryade, le Sympetrum jaune (*Sympetrum flaveolum*) et le Sympetrum sanguin (*Sympetrum sanguineum*). Et enfin on peut noter la présence du criquet ensanglanté ou criquet des tremblants (*Stethophyma grossum*).

Actuellement, un plan de gestion initié par le conseil général est en cours de réalisation. Son objectif est de maintenir une surface en eau libre plus longtemps dans l'année. Pour ce

faire, il est prévu d'installer un système de vannage et de réaliser un léger surcreusement dans la partie Est de la zone humide.

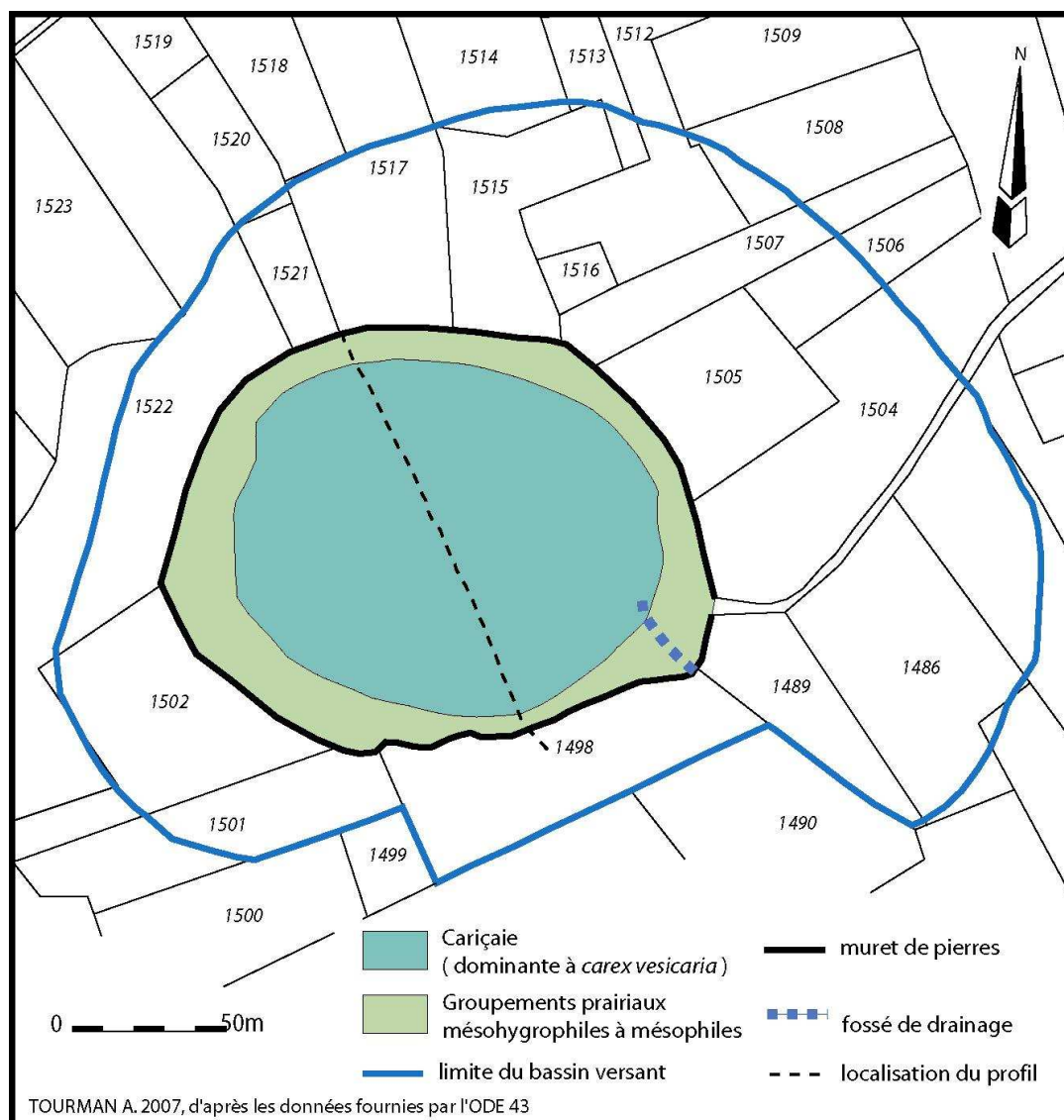


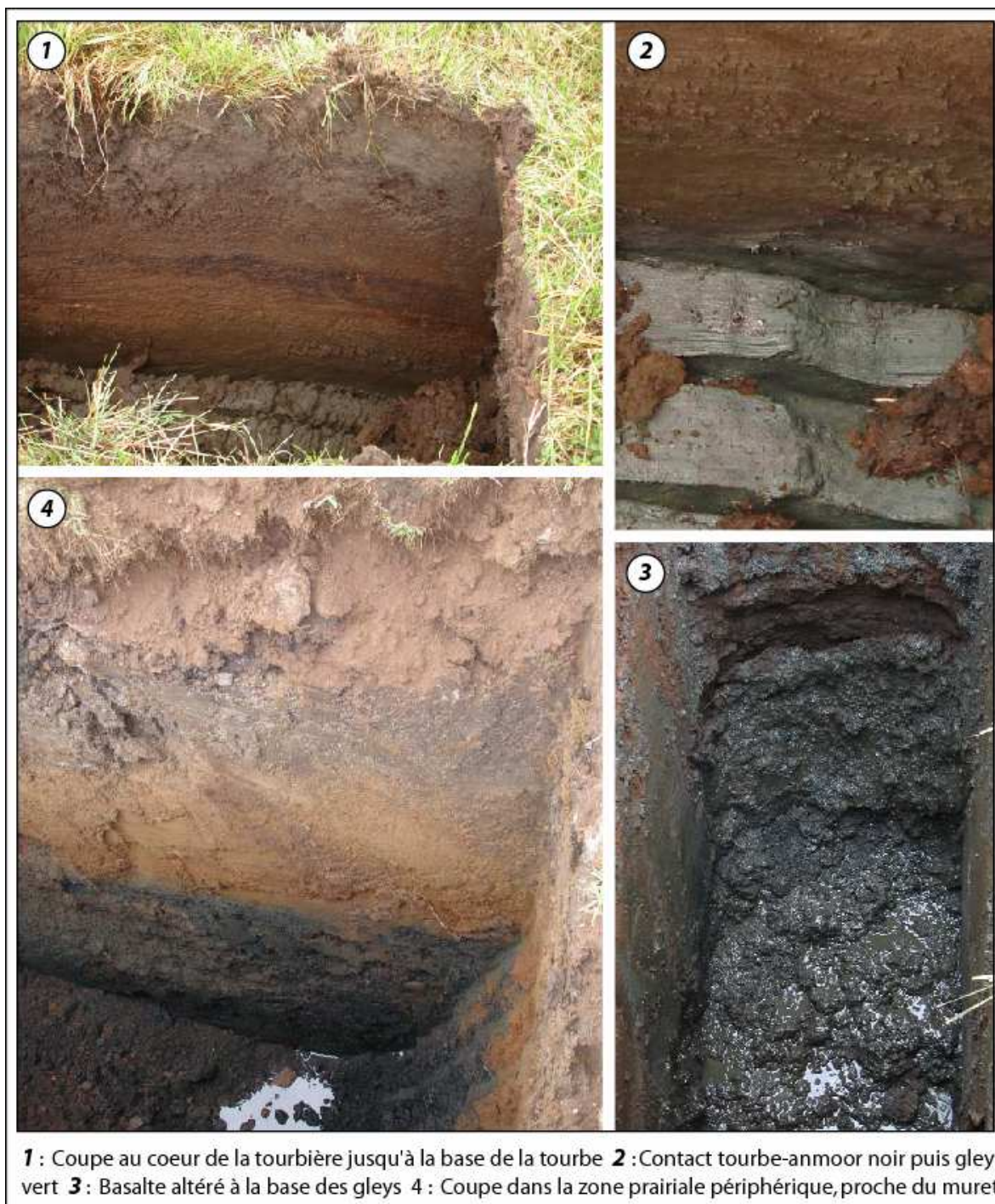
Figure 58 : Cartographie du bassin-versant du Lac de Collanges et localisation du profil topostratigraphique

L'étude du remplissage sédimentaire a nécessité plusieurs étapes. Dans un premier temps, à l'aide d'un tachéomètre et d'une barre de sondage, nous avons effectué un profil en travers afin d'avoir une idée précise de l'épaisseur du remplissage et de la topographie à la base de la dépression. Nous avons ensuite, sur ce même profil, réalisé un carottage tout les 5 à 10 mètres afin d'observer en détail la nature des sédiments et d'obtenir une vue d'ensemble du profil stratigraphique (figure 59). Récemment, le bureau d'étude Antea-ingénierie, engagé par le conseil général pour mettre en oeuvre le plan de gestion de cette zone humide, nous a

permis d'approfondir nos observations grâce à la réalisation de trois fosses creusées au tractopelle : deux dans la tourbière et une en périphérie.

L'épaisseur moyenne des sédiments contenus dans la dépression est de 2 mètres. Ceux-ci reposent sur une épaisseur de basalte fortement altéré pouvant atteindre au moins 1 mètre. Les sondages réalisés au carottier moteur à percussion et les fosses creusées au tractopelle ne nous ont pas permis d'estimer plus précisément l'épaisseur de ce matériel (photographie 17). Sur cette couche d'altération repose un niveau argileux très compact de 40 à 70 cm d'épaisseur. Pour l'essentiel, il s'agit d'un horizon à gley réduit vert (Gr). Du centre vers la périphérie, l'épaisseur de ce gley diminue progressivement et change de teinte au profit d'un gley marron moins réduit. Certains carottages nous ont permis d'observer, entre la couche d'altération et l'horizon argileux à gley vert, un horizon argileux intermédiaire, oxydo-réduit, d'une dizaine de centimètres d'épaisseur et de couleur beige. Cet horizon laissait envisager l'existence d'écoulements au sein de la couche d'altération. Ces écoulements ont été clairement observés lors des sondages au tractopelle. Il s'agit en réalité d'une nappe captive s'écoulant dans le basalte et maintenue en profondeur par la couche de gley imperméable. Compte tenu de la taille du bassin-versant, ces sédiments qui colmatent la base de la dépression peuvent provenir soit de l'altération du basalte, soit de la bordure de la dépression, soit d'apports éoliens. Aucune analyse complémentaire ne nous permet ici de développer cette question.

Ces niveaux argileux sont recouverts à leur tour d'une épaisseur moyenne de tourbe de l'ordre de 140 cm pouvant atteindre ponctuellement 165 à 170 cm. Un niveau argileux noir, compact et collant, proche d'un horizon de type anmoor, avec une teneur en matière organique (MO) comprise entre 10 et 30 % (figure 60), fait office de zone de transition entre les gleys sous-jacents et la tourbe (photographie 17). La base de la tourbe passe très progressivement d'une tourbe méso-saprique à une tourbe mésique, comprise entre 40 et 50 % de MO. S'est développée ensuite une tourbe fibrique pouvant atteindre 80 cm d'épaisseur, avec un taux de M.O. compris entre 60 et 80 %. Cette tourbe fibrique devient à nouveau moins fibrique et de plus en plus argileuse entre approximativement -45 et -15 cm centimètres de profondeur, avec un taux de M.O. qui chute assez rapidement (figure 60). Enfin les 10 à 15 derniers centimètres développent un matériel organo-minéral, riche en fibres et composé de 20 à 40 % de MO.



Photographie 17 : Vues en coupe du remplissage sédimentaire de la dépression de Collanges

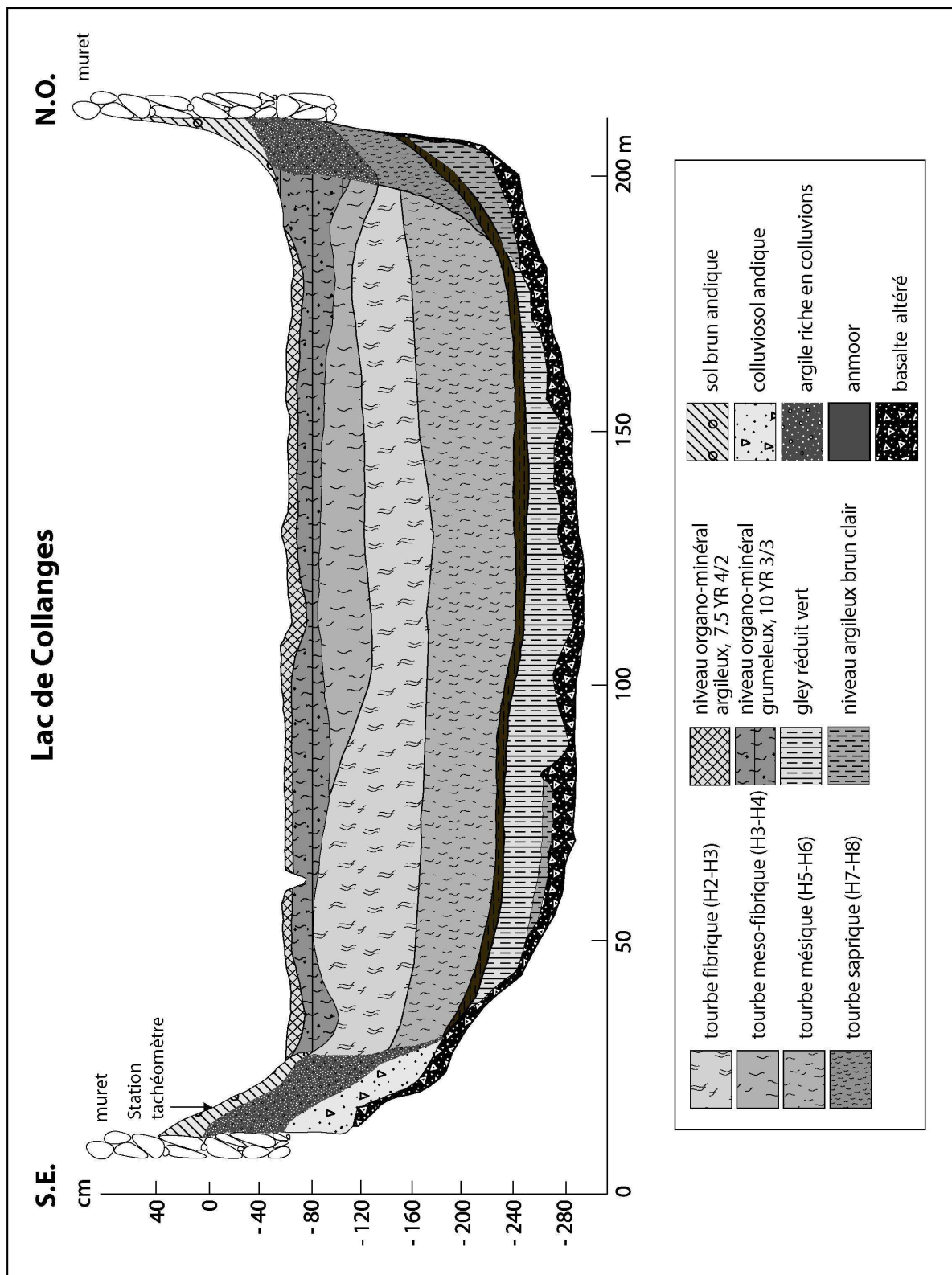


Figure 59 : Profil stratigraphique de la tourbière de Collanges
(localisation du profil cf. fig. 58)

La courbe de la teneur en M.O., montre clairement un ralentissement de la turfigénèse dans les horizons supérieurs à partir approximativement de -40 cm de profondeur. Ce

ralentissement s'accélère dans les horizons superficiels. Actuellement la cariçaie (*Carex vesicaria*), encore très productive, maintient en surface une litière riche en matière organique épaisse d'environ 5 cm (hydromoder à hydromor).

A quoi correspond cette diminution de la teneur en matière organique dans la partie supérieure du remplissage ? S'agit-il d'un ralentissement de la production de matière organique ou d'une accélération de sa minéralisation ? Ce processus est-il d'origine anthropique ou naturelle ? Il est difficile de répondre à ces questions. C'est pourquoi, afin d'obtenir plus d'informations, nous avons cherché à comparer ces résultats avec d'autres sites.

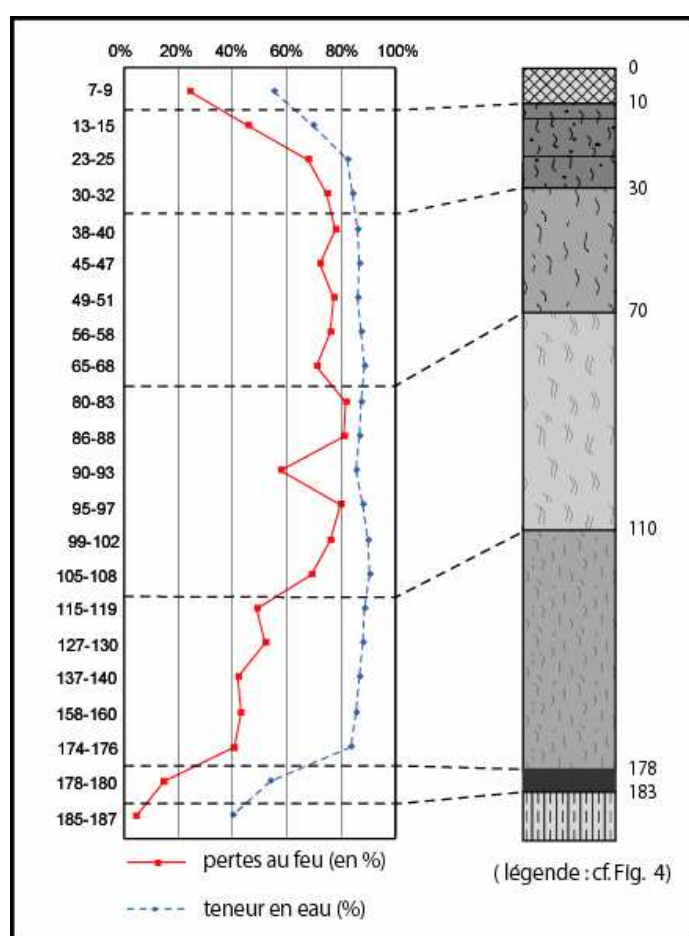


Figure 60 : Taux de matière organique et teneur en eau de la tourbière Collanges (zone centrale). Cf. légende figure 59.

6.2.2. La tourbière du Lac de Freycenet (commune de Borne)



Photographie 18 : Vue panoramique de la tourbière gelée du Lac de Freycenet (hiver 2002)

Le Lac de Freycenet est localisé à 816 mètres d'altitude, sur la commune de Borne, à moins d'un kilomètre au Sud du hameau de Freycenet. Deux fois plus vaste que le Lac de Collanges, celui-ci partage son bassin-versant d'une quinzaine d'hectares avec une deuxième dépression, plus petite, couvrant 1,5 ha et distante d'une centaine de mètres. Elle est localisée plus au Sud sur la commune de St-Vidal ; elle est référencée sur les inventaires sous le nom de « zone humide Ouest de St-Vidal ». Cette zone humide a été profondément drainée et transformée en surface agricole. L'eau de cette dépression est évacuée, depuis 1980, par un fossé dans lac de Freycenet, situé topographiquement environ 3 mètres en contrebas.

Le lac de Freycenet demeure en eau plus longtemps dans l'année qu'à Collanges. Durant les années les plus sèches, le niveau de la nappe peut disparaître sous la surface du sol durant 4 mois, ce qui a été le cas en 2002 et 2003 (tableau 9). Au même titre que Collanges, la zone humide de Freycenet est comprise dans un bassin-versant de petite taille. Aucun apport extérieur à ce bassin ne vient alimenter la dépression qui n'a pas d'émissaire. Cependant, plusieurs aménagements ont modifié ce fonctionnement initial. En effet, le lac de Freycenet joue maintenant le rôle de réceptacle du trop plein d'eau perçu par la zone humide de Saint-Vidal. De plus, un fossé profond d'une cinquantaine de centimètres a été creusé afin de diriger l'eau vers une buse d'évacuation en béton construite au Nord-Ouest de la zone humide (figure 61). Celle-ci permet de contrôler le niveau d'eau de la dépression. Enfin, le plan de gestion de cette zone humide prévoit aujourd'hui de maintenir une surface d'eau libre tout en définissant une côte maximale afin de conserver la viabilité d'exploitation des parcelles riveraines. Cette côte maximale se situe autour de 85 cm au niveau de l'échelle de mesure installée par le

conseil général. Il apparaît que le Lac de Freycenet fonctionne désormais comme un plan d'eau permanent.

Freycenet	2002	2003	2004	2005
janvier	?	83	?	74
février	?	?	?	?
mars	?	64	?	?
avril	?	?	68	?
mai	22	53	?	?
juin	20	39	51	?
juillet	13	20	?	?
août	0	0	34	?
septembre	0	0	56	?
octobre	0	0	52	?
novembre	?	0	77	?
décembre	40	10	74	?

Tableau 9 : Lac de Freycenet : bilan des relevés de niveaux d'eau 2002-2005 en cm (données relevées par le conseil général)

Sur le plan floristique, la zone humide est occupée par des groupements de scirpaies à *Eleocharis palustris* et de cariçaies inondées à *Utricularia minor* et *Lemna minor*. La périphérie de la zone humide se compose de groupements prairiaux mésohygrophiles à mésophiles à *Deschampsia cespitosa*, *Poa trivialis*, *Holcus lanatus*, de même qu'à *Epilobium hirsutum* et *Alopecurus pratensis*. Cette frange prairiale fait l'objet d'un pâturage extensif occasionnel. Tout comme à Collanges, un muret de pierres doublé d'une haie délimite la dépression et la sépare clairement des prés et des champs de céréales qui l'entourent.

L'intérêt faunistique est nettement plus important du fait de la présence d'eau libre. C'est d'ailleurs pour cette raison que le plan de gestion prévoit de conserver la présence d'un plan d'eau. Vingt espèces de libellules ont été identifiées sur le site, et 15 s'y reproduisent : la Leste dryade (*Lestes dryas*), l'Agrion à larges pattes (*Platynemis pennipe*), la Libellule à quatre tâches (*Libellula quadrimaculata*), l'Agrion nain (*Ischnura pumilio*), l'Anax l'empereur (*Anax imperator*), le Sympetrum strié (*Sympetrum striolatum*)... A cela s'ajoutent 23 espèces d'oiseaux dont 2 nichent sur le site : le Canard colvert (*Anas platyrhynchos*) et la Gallinule poule d'eau (*Gallinula chloropus*).

L'étude topographique de la base du remplissage sédimentaire décrit un fond très régulier, relativement plat (figure 61). Les sondages au carottier à moteur indiquent le même type de basalte altéré rencontré au fond de la dépression de Collanges.

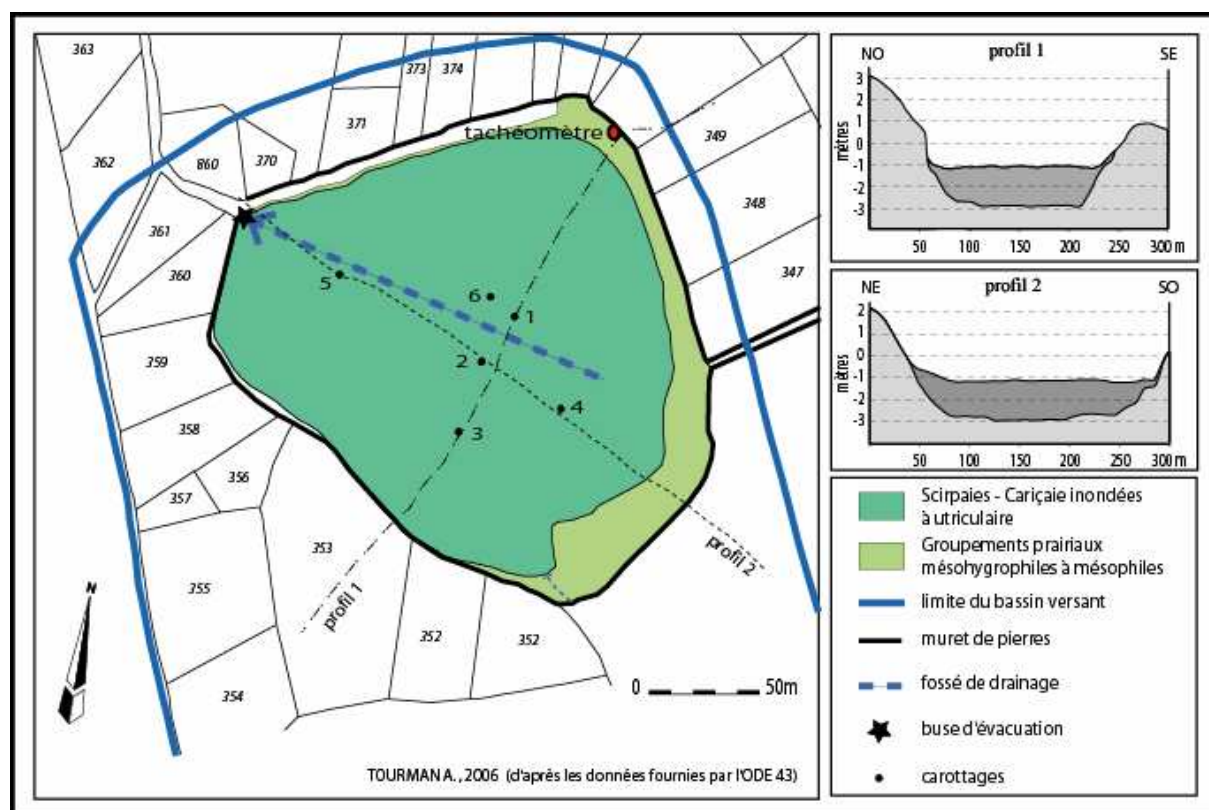


Figure 61 : Cartographie du bassin-versant du Lac de Freycenet, localisation des profils et des sondages

La stratigraphie observée à partir des carottages révèle que le comblement est sensiblement identique à celui observé sur Collanges (figure 62). Les épaisseurs de tourbe fibrique sont comprises entre 130 et 160 cm. Le schéma est analogue : même type de contact à la base de la tourbe et même forme de minéralisation dans les niveaux supérieurs quoiqu'un peu plus développée. Sur la partie centrale de la zone humide, le démarrage de la turfigenèse est marqué par un contact très franc entre une couche de tourbe fibrique à mousses (de type mousses brunes), très peu décomposée, d'environ 5 cm d'épaisseur et les dépôts argileux. Cet horizon est particulièrement étonnant par la très faible altération des macrorestes végétaux qui malgré leur profondeur semblent s'être accumulés très récemment. Ce type d'horizon n'a été observé que sur ce site.

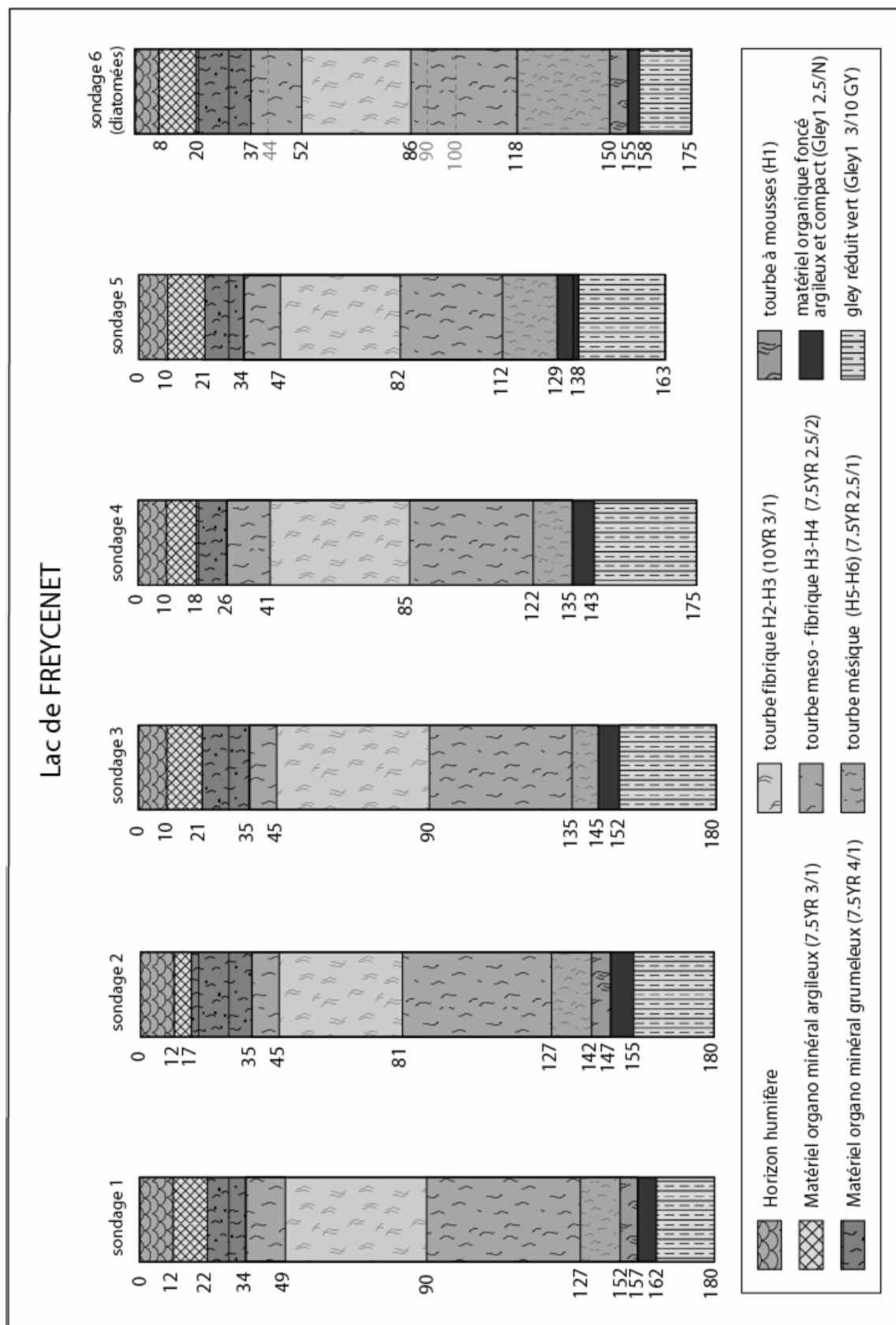


Figure 62 : Descriptions des sondages réalisés sur la tourbière de Freycenet

6.2.3. La tourbière du Lac de la Gimberte (commune de Borne)

Cette tourbière est localisée sur la commune de Borne, à moins de 2,5 km au Nord du Lac de Freycenet, de l'autre côté du ruisseau de la Freycenette. Des trois sites, celui-ci est le plus petit (1,2 ha), aussi bien pour la zone humide proprement dite, que pour son bassin-versant (1,7 ha) de type endoréique (figure 63). Un fossé de drainage creusé dans la partie centrale de la tourbière concentre et draine une partie de l'eau en direction de l'Est, vers une buse d'évacuation comblée de matériaux grossiers. Cette installation permet de réguler le niveau d'eau maximum de la zone humide en évacuant une partie de la nappe d'eau libre. Sur ce site, 2 échelles limnimétriques ont été installées par le conseil général, l'une en bordure à proximité de l'exutoire, l'autre dans la rase au coeur de la tourbière. Lors des années les plus sèches, la zone humide peut être en grande partie à sec, jusqu'à cinq mois de l'année et les niveaux d'eau peuvent dépasser les 80 cm (tableau 10). La moitié Sud de la tourbière, légèrement plus basse topographiquement, reste en eau beaucoup plus longtemps dans l'année, voire même en permanence dans certaines zones.

La Gimberte	2002 rase	2002 exutoire	2003 rase	2003 exutoire	2004 rase	2004 exutoire	2005 rase	2005 exutoire
janvier			84	50			71	16
février								
mars			76	42				
avril								
mai	41	23	66	29	55	4		
juin	55	20	42	9	48	0		
juillet	50	5	0	0				
août	0	0	0	0	0	0		
septembre	39	5	0	0	58	1		
octobre	43	8	0	0	55	0		
novembre					79	25		
décembre	76	42			71	8		

Tableau 10 : Lac de la Gimberte : bilan des relevés de niveaux d'eau 2002-2005 en cm (données relevées par le conseil général)

Pour la zone humide, la végétation est composée principalement d'une cariçaie à groupement de *Carex vesicaria*, *Lemna minor* et *Utricularia minor* (figure 63). Dans les parties topographiquement plus basses où l'eau est permanente ou quasi-permanente, se développent des groupements de glyceraies inondées à *Glyceria declinata*, *Potamogeton cf. natans* et *cf. crispus*, *Polygonum amphibium*. En périphérie on retrouve, au même titre que

pour les autres zones humides décrites précédemment, un groupement prairial méso-hygrophile à *Holcus lanatus*, *Ranunculus repens* et *Agrostis canina*.

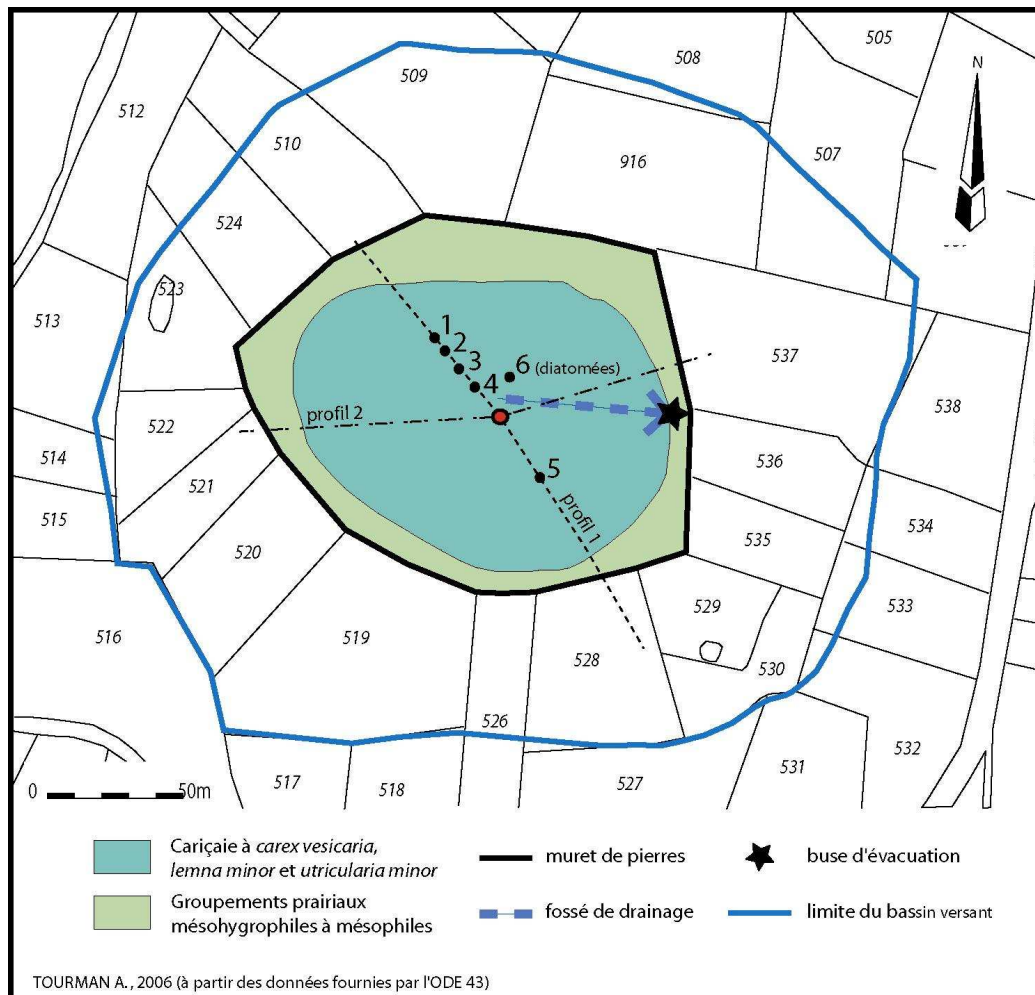


Figure 63 : Cartographie du bassin-versant du Lac de la Gimberte et localisation des profils topographiques et des sondages.

Le profil de la base de la dépression est nettement plus irrégulier que les deux autres sites (figure 64). Les sondages à la barre, indiquent que le fond est formé de gros blocs irréguliers et que la partie la plus profonde, avec 160 cm de tourbe, est au centre de la zone humide. La topographie des bords remonte rapidement, ce qui se traduit par des épaisseurs de sédiments beaucoup moins importantes sur les marges que dans la partie centrale. Dans ce cas, il est possible que cette dépression ait été causée par un effondrement brutal et de faible ampleur.

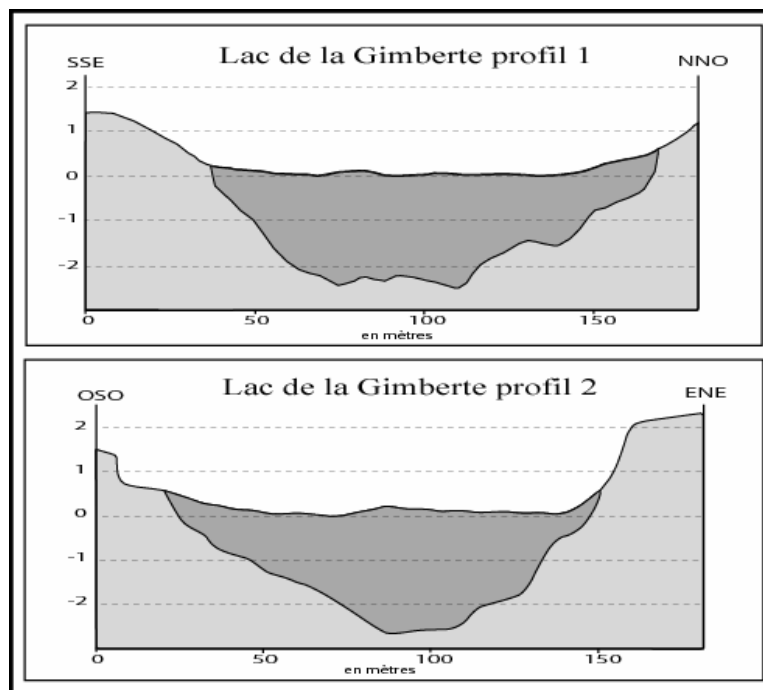


Figure 64 : Profils topographiques de la base et de la surface de la dépression du Lac de la Gimberte

Les carottages nous révèlent encore le même type d'organisation stratigraphique que les deux dépressions précédentes avec cependant un volume de tourbe moins important et concentré pour l'essentiel sur la partie centrale. En effet très rapidement l'épaisseur de la tourbe se réduit du centre vers la périphérie. En surface, la tourbe est également plus fibrique dans la partie centrale et devient plus argileuse vers les bords (photographie 19). Dans le cas des gleys sous-jacents les épaisseurs sont supérieures au centre avec une couleur verte plus franche, indiquant une zone plus réduite. Plus on s'éloigne de la partie centrale et plus ces gleys tirent vers le brun.

Enfin, en bordure de la zone humide, dans la zone prairiale s'est développé un horizon A₁ de 10 à 30 cm, caractéristique d'une brunification. Cet horizon repose sur un horizon B, de 50 à 70 cm d'épaisseur, limono-argileux à structure et texture de sol meuble associé à des matériaux plus grossiers d'origine basaltique de plus en plus importants sur les 20 derniers centimètres (photographie 20). Avec une coloration ocre puis brun orangé dans la partie inférieure, cet horizon indique la présence importante d'oxyde de fer. Enfin, l'horizon C se présente sous forme d'un basalte altéré en blocs grossiers aux bords légèrement émoussés et recouvert d'une patine orangée d'oxyde de fer (photographie 20).



Photographie 19 : Vues en coupe du comblement sédimentaire de La Gimberte



Photographie 20 : Fosse pédologique en bordure de la zone humide de la Gimberte

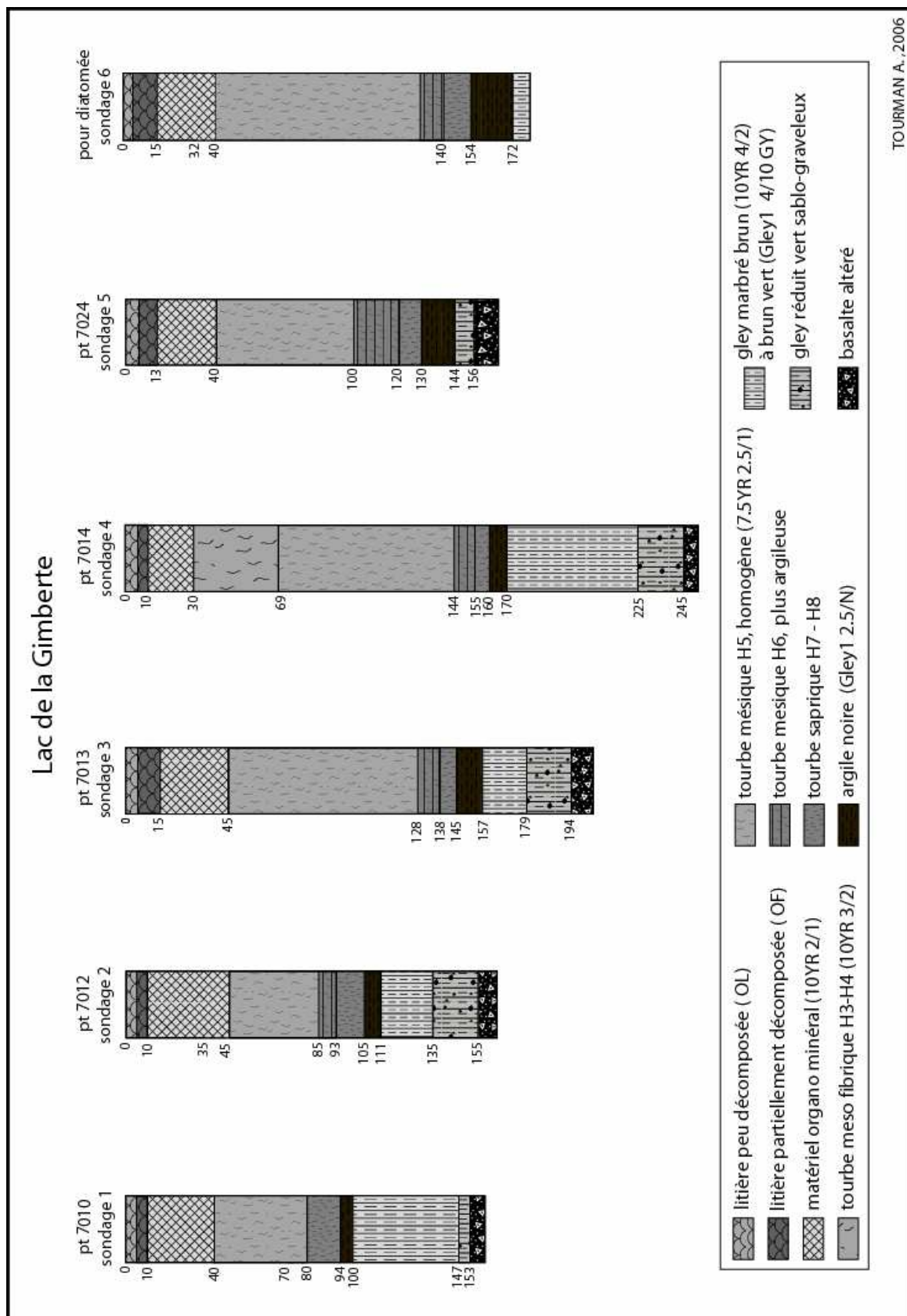


Figure 65 : Descriptions des sondages réalisés sur la tourbière de la Gimberte

L'étude du remplissage sédimentaire de ces trois zones humides ne nous permet pas d'éclaircir l'origine de la formation de ces dépressions circulaires. Cependant, elle soulève la question de la période à laquelle ces formations se sont mises en place. Quoiqu'il en soit, il est important de remarquer que le remplissage sédimentaire des trois dépressions étudiées est régulier et homogène.

Conclusion de la 2^{ème} Partie

L'analyse des caractéristiques dynamiques et fonctionnelles des tourbières du Devès s'est axée principalement sur les deux principaux types de tourbières du plateau, c'est-à-dire les tourbières de maars et les tourbières des « lacs » du Devès. A travers ces deux catégories de tourbières, nous nous sommes attaché à étudier 4 sites plus en détail : 1 grande tourbière de maar, la tourbière de Ribains sur la commune de Landos et 3 petites tourbières de bassin, Collanges, Freycenet et La Gimberte, réparties sur les communes de Loudes et de Borne. La première est située sur la partie méridionale du plateau, quant aux 3 autres elles sont concentrées sur un petit périmètre dans la partie septentrionale du plateau à proximité du Puy-en-Velay.

La collecte des données nécessaire à l'élaboration de ce travail s'est appuyée dans un premier temps sur une analyse diachronique des photos aériennes. A travers les sites choisis, les changements les plus visibles et les plus importants ne concernaient que la tourbière de Ribains, c'est pourquoi nous avons consacré un chapitre sur ce point. Dans un deuxième temps, ce travail a nécessité un important travail d'acquisition de données de terrain d'abord centrées sur la restitution de données topographiques, paléo-topographiques et stratigraphiques, puis sur une analyse hydrologique, pédologique et floristique.

Bilan de l'étude de la tourbière de Ribains

La tourbière de Ribains est inscrite dans un vaste bassin-versant de près 1200 ha qui s'étend au delà du cratère de maar dans un contexte agricole dynamique. Située en contrebas du bourg de Landos, cette zone humide s'est développée en étroite relation avec l'évolution de la population landossienne et l'histoire des activités humaines pratiquées sur la tourbière et sur sa périphérie. Après avoir subi plusieurs aménagements et été à l'origine d'un important conflit socio-économique, cette tourbière a fait l'objet d'un profond désintérêt des politiques locales, de peur de réveiller de vieilles cicatrices. Mais les dernières interventions pratiquées en bordure et sur la zone tourbeuse ont eu de lourdes conséquences sur la dynamique de la zone humide.

L'**étude diachronique** a ainsi permis de décrire plusieurs changements majeurs. Depuis les années 1970, la commune de Landos n'a cessé de se développer et d'occasionner une pression de plus en plus forte sur la zone humide avec la création notamment de bassin de

lagunages ou d'infrastructures sportives. Mais la principale cause de dysfonctionnement a été le creusement, au début des années 1980, d'un fossé de drainage surdimensionné destiné, théoriquement, à l'évacuation des eaux usées en aval de la zone humide. En réalité celui-ci a surtout provoqué un abaissement sensible du niveau général de la nappe. Dès lors la végétation a commencé à évoluer notamment avec l'apparition progressive des ligneux dans les zones les plus sensibles à la diminution des conditions hydriques.

Malgré une apparente planéité de la surface générale de la tourbière, **l'analyse topographique** nous renseigne sur l'orientation de la pente principale et des pentes secondaires. Cette approche nous a également permis d'identifier quelques zones d'affaissement de la tourbe, notamment le long du fossé de drainage et à proximité de l'ancienne fosse de tourbage localisée sur la partie occidentale de la tourbière. Ces données sont nécessaires à une meilleure compréhension des processus : hydrologiques, pédologique ou encore de colonisation de la végétation.

Les données paléo-topographiques et lithostratigraphiques révèlent une grande complexité des processus de comblement de la zone humide par la tourbe. La mise en place de la tourbe s'est faite à la suite d'une longue phase lacustre à travers deux processus d'entourbement, l'un par atterrissement, l'autre par paludification. L'existence de trois paléo-bassins indique qu'il est très probable que ces deux processus aient coexisté dans plusieurs parties de la tourbière, ce qui complexifie d'autant plus l'analyse du démarrage de la tourbe. Par la suite l'accumulation de la tourbe montre une succession d'horizons histiques clairs très homogènes et peu décomposés et d'horizons mixtes plus foncés et hétérogènes. Du Nord vers le Sud la répartition des horizons histiques au sein de l'histosol devient moins complexe avec une tourbe globalement plus fibrique et homogène.

L'étude du **fonctionnement hydrologique** traduit un dysfonctionnement du fait de la présence du fossé de drainage. Creusé d'est en Ouest, ce fossé draine une partie de l'eau de la tourbière et l'ensemble des apports des deux sous-bassins amont de Charbonnier et de Marcillac qui alimentaient autrefois la tourbière. Cet aménagement, doublé d'un surcreusement du niveau topographique de l'exutoire, a provoqué un abaissement général de la nappe augmentant sensiblement l'amplitude annuelle saisonnière de la nappe. Ce phénomène se traduit par une réduction importante des conditions hydriques dans les couches supérieures de tourbe (acrotelm) et accentue le rôle de l'évapotranspiration lors de la période estivale. Ce dysfonctionnement hydrologique est plus important dans la partie Nord,

influencée par le fossé de drainage, que dans la partie Sud où l'apport des sources, plus nombreuses dans cette partie de la tourbière, limite le déficit hydrique estival.

L'analyse pédologique des horizons superficiels de tourbe est à mettre en lien avec le fonctionnement hydrologique de la tourbière. Les principaux signes de dégradations de la matière organique correspondent aux secteurs où le drainage est le plus efficace et l'amplitude saisonnière de la nappe la plus forte. Cependant ce phénomène est accentué par la présence d'une pression de pâturage localement trop importante. Dans certaines zones, il est ainsi possible d'observer une minéralisation irréversible de la tourbe ou l'apparition de fentes de retrait.

Ces changements brutaux des conditions hydrologiques et pédologiques n'ont également pas été sans conséquence sur la végétation. **L'analyse de la flore** montre aussi une dégradation radicale des conditions écologiques initiales qui se traduit par une surreprésentation des végétations eutrophes à nitrophiles. En accord avec les résultats précédents, on constate un gradient croissant depuis le Sud de la tourbière, en direction du Nord. La partie Sud demeure relativement épargnée mais certains indicateurs semblent indiquer qu'elle n'est pas à l'abri d'une rapide transformation.

En définitive, ces travaux traduisent une transformation rapide de la zone humide, du fait principalement d'une pression humaine croissante et de la création d'un large fossé de drainage. Ces transformations se sont traduites dans le paysage par une progression croissante des ligneux et un changement de la végétation. Les données hydrologiques, pédologiques et écologiques, recueillies sur la tourbière de Ribains, montrent une dégradation rapide des conditions d'hydromorphie sur une grande partie de la tourbière, dont la principale cause est la création du drain dans les années 1980. On observe ainsi une augmentation sensible de l'amplitude annuelle saisonnière de la nappe, un ralentissement de la turfigenèse et un changement de la végétation. Depuis, cette tourbière a connu une explosion importante de la mégaphorbiaie sur près des 2/3 de sa surface totale. Plus récemment, on voit apparaître vers l'intérieur de la tourbière des groupements à friches nitrophiles développés à partir des bords de la tourbière et des secteurs où la tourbe se minéralise. Cette évolution semble d'ailleurs avoir été favorisée dans certains secteurs par la présence d'une pression de pâturage équin relativement importante et présente tout au long de l'année. Cette dynamique végétale, décrite

ici, s'est faite au détriment des communautés de bas-marais couvrant autrefois la quasi-totalité de la zone humide. On voit ainsi apparaître un gradient croissant des perturbations décrites ci-dessus, en direction du Nord, c'est-à-dire à mesure que l'on se rapproche du fossé de drainage.

L'intérêt et la nécessité de restaurer ou tout au moins de conserver l'existence d'un tel site dépasse le cadre, non moins important, de la biodiversité et de la conservation des archives naturelles qu'il contient. En effet, cette tourbière joue un rôle déterminant sur le fonctionnement hydrologique du bassin-versant. Elle possède par exemple un pouvoir épurateur capable de filtrer une partie des pollutions d'origine agricole ou autre. Elle peut également, à des degrés d'efficacité variables, participer au retard des écoulements rapides de crue ou encore jouer un rôle de soutien et de régulateur thermique des débits d'étiage. Ces usages soulignent d'autant plus l'intérêt de mettre en place une réflexion sur le rôle actuel du fossé de drainage. Ne pourrait-on pas recalibrer le drainage ou encore reconnecter la tourbière à son bassin-versant d'origine ?

A l'heure actuelle cette démarche de concertation a été largement engagée et a reçu un accueil positif de la part des acteurs locaux. Aucun plan de gestion n'a encore été décidé mais des propositions ont été faites.

Bilan des données recueillies sur les petites tourbières de bassin

Les petites tourbières basses de bassin sont particulièrement originales, d'une part, par leur contexte géomorphologique et d'autre part, par l'absence de données scientifiques collectées à leur propos.

Ces zones humides se sont toutes développées dans de petites dépressions peu profondes inscrites en surface et en bordure de plateau, dans la partie septentrionale du Devès. L'ensemble de ces dépressions possède un grand nombre de similitudes par la nature des comblements et leur fonctionnement hydrologique. Elles présentent néanmoins deux types de remplissage : l'un minéral, l'autre organique. Pour notre part nous avons concentré nos recherches sur les dépressions ayant développé une sédimentation organique d'origine tourbeuse. Cette tourbe épaisse en moyenne de 1,5 mètres s'est développée à la surface d'une couche d'argile réduite, de l'ordre de 0,5 à 1 mètre d'épaisseur, développée au contact du

basalte. La partie supérieure de ces histosols est représentée par la mise en place de formations organo-minérales qui traduisent un changement dans la dynamique turfigène de ces tourbières sans doute lié à des interventions d'origine anthropique.

Ces dépressions sont actuellement occupées par des pièces d'eau peu profondes temporaires ou permanentes. Lorsqu'elles ne sont pas drainées, elles atteignent leur niveau d'eau maximum à partir du mois de décembre. La nappe s'abaisse ensuite lentement au début du printemps et atteint son niveau minimum entre la mi-août et la mi-septembre. Dans les cas où la nappe disparaît sous la surface du sol, il faut généralement attendre les mois d'octobre à novembre pour la voir réapparaître. Les niveaux d'eau peuvent monter très rapidement lors de fortes ou de longues précipitations mais en revanche descendent très lentement, selon l'intensité de l'évapotranspiration. Ces observations témoignent ainsi de la forte imperméabilité des formations argileuses développées à la base des dépressions et de la faiblesse, voire de l'absence des échanges latéraux.

L'origine de ces dépressions n'a pas été clairement identifiée et nécessite une étude plus approfondie. Plus qu'un processus unique de type périglaciaire tel que l'a soumis Pierre Bout (1986) avec la formation de pingos, il semble plus probable qu'une combinaison de processus ait été responsable de la genèse de ces formations. Deux mécanismes semblent se dégager. Le premier, pseudo-karstique, émet l'hypothèse de l'existence de phénomènes de suffosion ou de soutirage liés à des transferts d'eau intra-coulées, ayant favorisé ponctuellement l'effondrement ou l'affaissement de la chape de basalte. Le deuxième, périglaciaire, serait responsable de l'altération et de la décohésion par gélifraction de la dalle de basalte.

L'étude stratigraphique des trois dépressions de Collanges, de Freycenet et de La Gimberte ne nous a pas permis d'éclaircir l'origine des formations de ces dépressions circulaires. Malgré tout elle indique que ces formations ont le même dispositif sédimentaire. Le démarrage de la tourbe s'est produit de manière identique avec au préalable la formation d'une couche noire, argileuse à anmoor, puis sur la partie supérieure de la colonne de tourbe la mise en place d'horizons organo-minéraux marquant le ralentissement de la turfigenèse. La question reste à savoir si cette uniformité se traduit également d'un point de vue chronologique.

**3^{ème} PARTIE : La formation des tourbières du
Devès au cours de l'Holocène**

7. La démarche scientifique et les méthodes d'analyses

7.1. La place des tourbières dans l'étude des paléoenvironnements

Les propriétés physiques de la tourbe sont très favorables à la conservation des matériaux et des objets divers qu'elle renferme. Cette caractéristique confère aux tourbières un très fort potentiel quant à l'étude des environnements passés ou paléoenvironnements (Godwin 1981 ; Barber 1993). Les tourbières, au même titre que d'autres sites de stockage d'archives naturelles, telles que les grandes séquences sédimentaires lacustres ou les épaisses couches de glace, représentent des milieux privilégiés pour les travaux de reconstitutions paléoenvironnementales. Ces zones humides ont ainsi fait l'objet d'un grand nombre de publications scientifiques pluridisciplinaires à travers le monde.

7.1.1. La démarche scientifique : principes généraux

Deux types d'approches sont généralement distinguées (Charman 2002). **La première**, considère les tourbières comme un réceptacle d'informations paléoécologiques. Les informations emprisonnées dans la tourbe, tels que les grains de pollens, vont ainsi pouvoir nous renseigner sur les changements climatiques régionaux ayant opéré depuis l'apparition de la tourbe. Entre 1940 et 1980, l'essentiel des recherches scientifiques sur les tourbières étaient d'ailleurs consacrées à la palynologie avec comme objectif de reconstituer les dynamiques végétales passées. **La deuxième**, va se consacrer plus particulièrement aux changements d'état de la tourbe et à l'apparition de la tourbe comme élément d'information sur les modifications écologiques ou hydrologiques ayant eu lieu sur le site. Ces changements observés à l'échelle de la tourbière ne sont pas moins importants. En effet, le développement d'une tourbière permet d'obtenir des renseignements précieux sur le climat ou l'histoire de l'occupation du sol en périphérie de la tourbière. Les comparaisons avec d'autres sites peuvent alors aider à dégager des dynamiques régionales. Ces deux approches sont toutefois complémentaires et permettent chacune d'apprécier plus précisément la nature des changements paléoenvironnementaux ayant eu lieu au cours de la vie de ces tourbières. C'est pourquoi depuis les années 1990, l'intérêt scientifique croissant porté à la paléoclimatologie a entraîné la multiplication d'études combinant les deux approches.

Certaines tourbières semblent plus influencées par des processus internes, tandis que d'autres apparaissent essentiellement contrôlées par le climat (Muller 2002). Dans tous les cas, « *l'apparition d'une tourbière suppose d'abord des modifications fondamentales dans le fonctionnement du bassin-versant* » (Cubizolle 2005). Ces modifications peuvent être soit d'origine naturelle, comme un changement climatique, soit d'origine anthropique. « *L'apparition des tourbières peut donc être révélatrice de changements environnementaux importants* » (Cubizolle 2005). C'est principalement pour cette raison que nous nous intéresserons au démarrage de la turfigenèse.

A travers les siècles, les tourbières ont aussi permis la conservation d'objets divers, d'habitats et même de corps humains dont les âges s'étendent de 8000 ans av. J.-C jusqu'au début de l'époque médiévale (Glob 1969 ; Raftery 1990 ; Turner & Scaife 1995). Elles participent ainsi directement à la recherche archéologique et aux relations intimes qui existent entre l'Homme et son environnement naturel (Caseldine & Hatton 1993 ; Chambers 1993).

7.1.2. Le cadre chronologique

L'essentiel de la recherche sur les tourbières montre qu'elles sont apparues et se sont développées à partir de la fin du Tardiglaciaire, c'est-à-dire pour l'essentiel au cours de l'Holocène, soit sur une période qui couvre approximativement les 10 000 dernières années. Concernant le Massif Central oriental granitique, les travaux de H. Cubizolle (2005) ont montré que peu de datages du démarrage de la turfigenèse sont antérieures au début de l'Holocène.

C'est avant tout l'avancée des travaux en palynologie depuis les années 1940, qui a permis de caractériser à l'échelle régionale le contexte bioclimatique dans lequel se sont mises en place les tourbières. En effet, cette discipline qui étudie les spores et le pollen contenus dans les sédiments, a montré que les spectres polliniques diffèrent en fonction du climat. Un cycle climatique correspond aussi à un cycle de la végétation. Plusieurs phases bioclimatiques, communes à l'ensemble de l'Europe Occidentale ont été dégagées. Couplées avec les datations radiocarbone, elles offrent un cadre chronologique de référence, appelés « *chronozones palynologiques* » (M. MAGNY, 1995). Ces chronozones représentent des épisodes dans l'immigration des groupements végétaux et dans l'évolution du tapis végétal, qui n'ont pas été synchrones sur l'ensemble de l'Europe (Frenzel 1979).

Par souci de correspondance, nous avons utilisé la même chronologie que celle adoptée pour le domaine granito-gneissique du Massif Central oriental (Cubizolle 2005), c'est-à-dire celle de la chronozone européenne classique (Reille 1990a). Les dates BP ci-dessous ont été calibrées par le Centre de Datation par le Radiocarbone de Lyon 1. L'Holocène s'étend du Préboréal au Subatlantique. Le Dryas récent représente quant à lui la dernière période du Tardiglaciaire :

- début du **Subatlantique**, 2600 BP soit autour de 800 av. J-C. ou 2700 cal. BP
- début du **Subboréal**, 4700 BP soit autour de 3500 av. J-C. ou 5450 cal. BP
- début de l'**Atlantique récent**, 6000 BP soit autour de 4850 av.J-C. ou 6800 cal. BP
- début de l'**Atlantique ancien**, 8000 BP soit autour de 7000 av. J-C. ou 8900 cal. BP
- début du **Boréal**, 9000 BP soit autour de 8200 av. J-C. ou 10150 cal. BP
- début du **Préboréal**, 10 300 BP soit autour de 10 150 J-C. ou 12 100 cal BP
- début du **Dryas récent**, 10 700 BP soit autour de 10 800 av. J-C. ou 12 750 cal. BP

7.2. Les méthodes d'analyses

Les études paléoenvironnementales bénéficient aujourd'hui d'un large panel de méthodes du fait des progrès techniques et scientifiques de ce domaine de recherche. Compte tenu, de la bonne conservation des informations sédimentaires contenues dans les tourbières et de la bonne fiabilité des datations par le radiocarbone de la tourbe, ces zones humides se prêtent bien aux analyses paléoenvironnementales.

Pour notre part, l'essentiel de notre approche a consisté à évaluer l'âge des formations tourbeuses, à identifier les principaux changements de faciès et à les recaler chronologiquement. Cette première étape réalisée, nous avons complété ces résultats à l'aide d'analyses paléoécologiques. De cette manière, il nous est possible d'intégrer et d'évaluer le potentiel paléoenvironnemental des formations tourbeuses du Devès à l'échelle du Massif Central oriental.

7.2.1. L'analyse stratigraphique

Dans un premier temps, l'étude paléoenvironnementale d'une tourbière nécessite une bonne connaissance du contexte hydro-géomorphologique dans lequel elle s'est mise en place et développée. De plus, certains changements observés dans la stratigraphie ne sont pas sans rappeler des situations rencontrées dans les dynamiques actuelles. C'est pourquoi, il est également important de bien connaître l'écologie et le fonctionnement de ces milieux afin d'obtenir une meilleure compréhension de l'organisation des séquences stratigraphiques. De cette première étape va dépendre la qualité de l'échantillonnage.

L'analyse stratigraphique des différentes séquences sédimentaires observées peut être appréhendée de deux manières :

- en analysant les caractéristiques physiques des différents faciès rencontrés et en caractérisant ainsi les dynamiques internes à l'écosystème, cette démarche a été menée et décrite dans la deuxième partie ;
- en identifiant les dynamiques hydrologiques et biogéographiques qui traduisent la réponse de l'écosystème à des changements environnementaux. Cet aspect sera traité dans cette troisième partie. Il s'agit de comprendre les mécanismes passés qui ont pu provoquer ces changements de faciès.

7.2.1.1. La signification paléoenvironnementale des changements de faciès

Dès la fin du 19^{ème} siècle, les unités stratigraphiques observées dans la tourbe ont été utilisées comme sources d'informations paléoclimatiques (Blytt 1876). Les couches de tourbe humifiées, plus foncées, étaient distinguées des couches non humifiées, plus claires. Les premières indiquaient un développement plus lent associé à une période plus sèche et plus chaude, les secondes à des périodes plus humides. Les successions stratigraphiques, ont alors permis d'élaborer une longue séquence climatique élaborée pour l'ensemble de l'Holocène (Sernander 1908). De son côté, Weber, un écologiste allemand, mettait en évidence un changement brutal, qu'il nommait *Grenzhorizont*, marquant la rupture entre le Subboréal, frais et sec (au regard de l'Atlantique), et le Subatlantique, plus humide et favorable à la turfigenèse (Weber 1900). Plus tard Granlund, identifiait 5 ruptures similaires, dont le

Grenzhorizont, découvert par Weber, qu'il qualifiait de surfaces de récurrence (Granlund 1932). Dès lors, il ne semble faire aucun doute que le climat est la principale cause de l'existence de ces surfaces de récurrence (Godwin 1946, 1948, 1954). « *Depuis les travaux de Granlund, plusieurs chercheurs ont toutefois identifié pas moins de neuf surfaces de récurrence dont l'âge ^{14}C varie d'une tourbière à l'autre* » (Payette 2001b), voire même à l'intérieur d'un même site. Ainsi, le caractère souvent asynchrone de ces surfaces de récurrences suscite des questions quant aux rôles respectifs du climat et des processus autogènes sur leur origine (Lavoie 2001). La croissance et la dégradation différentielles de la végétation sur une tourbière (Moore 1988 ; Clymo 1991), du fait des conditions hydrologiques et topographiques locales, peut expliquer la présence de couches plus ou moins humifiées. L'incision ou la création d'un exutoire en aval d'une tourbière, est capable de provoquer une dégradation brutale des conditions hydriques, entraînant de fait une dégradation plus rapide de la matière organique. A l'inverse, la fermeture d'un exutoire à la suite d'un éboulement entraînerait probablement un réhaussement de la nappe favorisant la turfigénèse. Ces exemples viennent illustrer les limites des surfaces de récurrence comme indicateur de changement climatique. C'est pourquoi, les travaux qui ont suivi ont montré l'intérêt de croiser les méthodes d'analyses (Aaby & Tauber 1974 ; Van Geel 1978 ; Barber 1981).

La simple analyse stratigraphique ne nous autorise donc pas à tirer des conclusions quant à l'implication de facteurs climatiques dans la sédimentation. Si cette approche n'identifie pas clairement les parts respectives de responsabilité des facteurs allogènes et autogènes, elle peut en revanche nous aider à caractériser certains changements majeurs dans le développement des formations sédimentaires étudiées. Si certains de ces changements dépassent le cadre stationnel et sont identifiés, sur d'autres sites on peut alors soupçonner le rôle prépondérant des facteurs allogènes tel que le climat. En revanche, l'absence de trait commun entre plusieurs sites amène à privilégier le rôle des facteurs autogènes comme l'hydrologie, mais ne doit pas écarter l'influence possible des facteurs allogènes dans le développement de la sédimentation. Lors de périodes sèches, par exemple, des apports d'eaux, d'origine lacustre ou de sources profondes, peuvent compenser les déficits hydriques occasionnés par la sécheresse du climat. Dans ce cas, le climat ne se traduira pas de manière visible dans la stratigraphie ou de manière asynchrone. Il est important de rester prudent et de ne pas développer d'hypothèses trop hâtives pour expliquer les changements stratigraphiques

observés. C'est pourquoi, pour plus d'affirmation, il est nécessaire, au même titre que dans le cas des surfaces de récurrence, de croiser plusieurs méthodes d'analyses (Barber 1982).

7.2.1.2. Le démarrage de la turfigenèse

Dans les formations sédimentaires ayant développé un histosol, il existe néanmoins dans la stratigraphie une rupture déterminante et ubiquiste qui mérite une attention particulière : le démarrage de la turfigenèse. En effet, ce changement dans la sédimentation représente une base commune à chacun des sites tourbeux et peut être révélateur de changements environnementaux importants. C'est la raison pour laquelle, dans cette 3^{ème} partie, nous insisterons plus particulièrement sur la signification paléoenvironnementale des couches basales de tourbe.

La naissance et le développement d'une tourbière mettent en jeu, nous l'avons vu, des relations complexes entre des facteurs allogènes agissant aux échelles régionales et du bassin-versant, et des facteurs autogènes relevant de l'échelle stationnelle (Clymo 1991, Moore 1993). Depuis les années 1950, ces relations, entre le démarrage de la turfigenèse et le rôle du climat, de l'hydrologie ou de l'action de l'Homme, ont fait l'objet de nombreuses discussions (Pearsall 1950a ; Conway 1954 ; Godwin 1954). En Europe, celles-ci ont concerné plus généralement le Royaume uni et l'Irlande (Smith 1975 ; Chambers 1981 ; Moore *et al.* 1984 ; Tallis 1991) mais aussi d'autres régions d'Europe du Nord (Hafsen & Solem 1976 ; Succow & Lange 1984 ; Solem 1986 ; Foster & Jacobson 1990 ; Korhola 1995) et d'Europe du Sud (Stevenson & Moore 1988 ; Cruise 1990).

Les premiers travaux sur la question du démarrage défendaient majoritairement l'hypothèse climatique (Pearsall 1950a, Godwin 1954). Le croisement de nouvelles données archéologiques et palynologiques a fait ensuite émerger l'idée selon laquelle l'Homme pouvait jouer un rôle déterminant sur la mise en place des tourbières (Chapman 1964 ; Tallis 1964 ; Case *et al.* 1969). Certaines hypothèses semblent avancer l'idée selon laquelle il y aurait une corrélation possible entre l'utilisation du sol par les premières sociétés humaines et la turfigenèse. La trace récurrente de couches à incendie à la base de la tourbe (Taillis 1975 ; Mallik *et al.* 1984 ; Simmons & Innes 1985 ; Chambers 1988 ; Smith & Cloutman 1988) ou d'horizons indurés provoqués par le développement des premières cultures (Case *et al.* 1969 ; Taylor & Smith 1980) auraient ainsi diminué la porosité du sol et accentué l'hydromorphie favorisant ainsi l'apparition de tourbières. Moore développe également un modèle

hydrologique selon lequel la diminution du couvert forestier entraînerait le maintien près de la surface de la nappe. Ces changements occasionneraient alors une augmentation des conditions d'hydromorphie, par réduction de l'interception des précipitations par la canopée ainsi que l'évapotranspiration des arbres (Moore 1975).

Le développement de la tourbe dépend au final de l'équilibre hydrique du site dans laquelle se forme la tourbière. Si les conditions d'hydromorphie sont suffisantes pour ralentir l'activité microbienne à tel point que la décomposition devienne déficitaire, alors la tourbe pourra se développer. Il est indéniable que le bilan précipitation / évaporation va jouer un rôle déterminant dans le maintien de ces conditions d'hydromorphie. Cependant, de nombreux travaux ont montré que le facteur climatique doit être associé à d'autres paramètres aussi bien physiques qu'humains (Moore 1993). La principale difficulté réside dans l'appréciation de la part de responsabilité de chacun de ces paramètres.

7.2.1.3. L'identification des couches basales

Le démarrage de la turfigenèse se traduit dans la stratigraphie par le passage d'un matériel sédimentaire minéral à un matériel organique (Charman 2002). Si cette transition est commune à toutes les tourbières, elle n'est toutefois pas identique sur chacun des sites. En effet, il existe deux grands types de contacts : brutal et clairement identifiable dans la stratigraphie ou progressif et difficile à délimiter précisément. C'est sur cette principale différence que vont reposer les méthodes d'échantillonnage. Devant la diversité des faciès rencontrés, Charman (2002) conclut que la définition de la couche basale doit être fondée sur trois types de données : l'observation macroscopique de la stratigraphie, la teneur en matière organique, la nature des grains de pollen et des macro-restes.

L'appréciation de la stratigraphie des couches basales est d'autant plus précise que l'on multiplie les carottages et les observations. C'est pourquoi, l'expérience de terrain joue un rôle fondamental. Ces observations de terrain sont ensuite complétées par des analyses en laboratoire pour une caractérisation plus fine des dépôts. Pour notre part, ces analyses consistent, pour l'essentiel, à compléter nos observations à l'aide d'une loupe binoculaire et à réaliser des pertes au feu afin d'estimer les teneurs en matières organiques le long de la colonne sédimentaire. Cette dernière méthode pose cependant plusieurs problèmes. Plus encore que dans la partie centrale de la colonne de tourbe, la présence d'éléments minéraux répartis de façon très inégale, dans les tourbes basales et dans les faciès organo-minéraux,

entraîne des variations dans les valeurs de perte au feu au sein d'un même niveau. Il en est de même avec la présence de bois. Dans ces conditions, « *il est illusoire de vouloir fixer une teneur minimale à partir de laquelle le sédiment pourrait être considéré comme de la tourbe* » (Cubizolle 2005). D'autant plus qu'il n'y a pas, dans la bibliographie, d'accord précis sur la teneur minimale de matière organique qui définit la tourbe. C'est la raison pour laquelle la mesure de la teneur en matière organique d'une carotte nous permet surtout de valider les observations faites sur le terrain et à l'aide de la loupe binoculaire.

7.2.2. L'importance et les limites des datations radicarbones

La datation par le radiocarbone (Stuiver & Reimer 1993 ; Evin & Oberlin 1998 ; Van Der Plicht 1998 ; Evin 2002 ; Fontugne 2002 ; Evin *et al.* 2005) est la méthode de calage chronologique que nous avons privilégiée. L'interprétation des dates obtenues constitue la base de notre réflexion. Si dater un échantillon de sédiments organiques est une opération simple, elle soulève néanmoins certaines questions :

- Quelle précision peut-on espérer des calages chronologiques ?
- Quelle est la signification des dates obtenues à l'échelle de la tourbière ?

Les datations ont été confiées principalement au Centre de datation par le radiocarbone de l'Université Claude Bernard de Lyon I (France) qui fait généralement mesurer les petits échantillons par l'accélérateur d'Oxford (Royaume-Uni). Les autres datations proviennent du Centrum voor IsotopenOnderzoek de Groningen (Pays-Bas).

7.2.2.1. Les principes généraux

Toute matière vivante contient dans son organisme du ^{14}C , radioactif, continuellement renouvelé. A la mort d'un organisme, la quantité de ^{14}C n'est plus renouvelée et se désintègre progressivement. En mesurant le rapport entre les quantités de ^{14}C et de ^{12}C (non radioactif et donc constant), il nous est possible de donner son âge approximatif. Cette technique mise au point par W.F. Libby en 1947, repose sur la supposition que l'activité spécifique du ^{14}C dans le CO_2 atmosphérique ait été constante durant ces 40 derniers millénaires (Libby 1955). Or, l'activité ^{14}C dans l'atmosphère et dans les autres réservoirs (océans et biosphère) a varié dans le temps (Stuiver *et al.* 1991). C'est pourquoi à partir des données dendrochronologiques une

courbe de calibration a été mise au point pour toutes les datations plus récentes que 12 000 BP (Fontugne 2004). Au-delà, la correction est moins précise mais surtout plus difficile car elle nécessite de faire appel à de nombreuses techniques notamment aux datations U-Th (Uranium-Thorium). L'existence de plateaux dans la courbe de calibrage ou paliers radiocarbone, augmente également l'imprécision pour certaines périodes, notamment au XIII^{ème} millénaire avant J-C., entre 10 000 BP et 8 000 BP et entre 800 et 150 avant J-C.

Ces travaux ont permis ensuite de développer des programmes informatiques permettant de calibrer des dates radiocarbone dites conventionnelles, c'est-à-dire exprimées en BP (Before Present), en années réelles av./ap. J.C. (avant/après Jesus Christ) et de produire un calcul de distribution de probabilité. Par conventions internationales, les résultats de ces calibrations doivent toujours être exprimés en années réelles, dans un intervalle à **2 sigma**, c.a.d. un niveau de confiance à 95% (Evin *et al.* 2005). Dans le cas des dates en âge conventionnel, nous avons utilisé le logiciel CALIB 5 (Stuiver *et al.* 2005) pour les faire apparaître en âge calibré à 2 sigma.

Le comptage de la radioactivité s'effectue soit par technique conventionnelle, soit par spectrométrie de masse (AMS, Accelerator Mass Spectrometry), technique apparue dans les années 1980. Théoriquement les deux techniques offrent des résultats similaires (Evin & Oberlin 1998). La différence vient du fait que la technique par AMS a l'avantage de dater des échantillons beaucoup plus petits, 5 mg pour le bois par exemple contre 7 g avec la méthode conventionnelle. Mais si cette méthode permet de dater des échantillons plus petits, les risques d'erreurs sont aussi plus grands, notamment lorsque le matériau daté est composé d'éléments de plusieurs origines. L'échantillonnage nécessite alors une plus grande rigueur. Dans la mesure du possible, le volume de matériel prélevé dans nos échantillons est compris entre 10 et 25 cm³. Cette quantité est généralement suffisante pour une datation conventionnelle plus rapide et moins coûteuse que l'AMS qui a été réservée à des échantillons trop peu organiques ou accompagnant les analyses polliniques.

7.2.2.2. Les limites de la datation

La datation par le radiocarbone n'accorde pas la même précision à tous les matériaux. Cependant, au même titre que le bois ou les charbons de bois, la datation sur tourbe possède une très bonne fiabilité, elle n'exclut cependant pas les risques de pollution générant parfois des erreurs. La pénétration de racines ou la circulation d'eau dans la colonne de tourbe peut

provoquer par exemple un rajeunissement des dates (Olsson 1979 ; Kilian *et al.* 1995 ; Shore *et al.* 1995 ; Nilsson *et al.* 2001). A l'inverse, certains matériaux peuvent être vieillis lors d'un remaniement avec du matériel plus ancien destocké dans le bassin-versant (Thompson 1989). Kilian (1995, 2000) attribue aussi le vieillissement de datations à l'existence possible d'un « effet réservoir » (Stuiver & Pollach 1977). Une partie du stock de carbone contenu dans les couches de tourbe plus anciennes, appauvrie en ^{14}C serait recyclée *in situ* par certains végétaux (Lidstrom & Somers 1984 ; Tolonen *et al.* 1993 ; Pandcost *et al.* 2000). Dès lors, ces derniers pourraient contenir des taux de ^{14}C inférieures aux valeurs atmosphériques ce qui aurait pour effet de les vieillir lors des datations (Kilian *et al.* 1995 ; Kilian *et al.* 2000). Des éricacées auraient ainsi donné des âges plus vieux de 150 à 300 ans (Kilian *et al.* 1995) que leurs âges réels évalués à partir de la dendrochronologie.

Une datation ^{14}C s'accompagne donc obligatoirement d'une incertitude quant à sa précision. C'est pourquoi, il est nécessaire de tenir compte des sources d'erreurs potentielles liées : aux appareils de mesure, au calibrage, ainsi qu'à l'existence de cas particuliers, illustrés dans les exemples précédents ; l'ensemble de ces facteurs étant susceptible d'affaiblir sensiblement la précision de la datation.

7.2.2.3. Le choix de la datation

Lors des prélèvements pour datation, nous avons choisi d'éviter tout échantillonnage à cheval sur deux faciès, d'où l'importance de la caractérisation des passages d'un niveau à un autre (Olsson 1986 ; Cubizolle 2005). C'est pourquoi, de la précision des informations recueillies lors de l'analyse stratigraphique va dépendre la validité des échantillons prélevés pour datation. Car, l'objet d'un datage n'est pas tant la date en soit, que ce qu'elle représente. C'est pourquoi la signification et la qualité de l'échantillonnage est déterminante dans la construction de la réflexion (Evin *et al.* 1998).

L'analyse stratigraphique nous permet également de choisir au mieux la localisation de l'échantillonnage sur la tourbière en vue de répondre à notre objectif. Pour notre part, nous avons centré notre réflexion sur le démarrage de la turfigenèse. Or nous savons que la topographie joue un rôle déterminant dans la mise en place de la tourbière (Graniero & Price 1999). C'est pourquoi nous avons privilégié les secteurs les plus profonds, jugés les plus anciens. Néanmoins, pour plus d'assurance quant à la validité des dates obtenues, nous avons effectué d'autres datations dans différents secteurs de la tourbière. De cette façon nous

obtenons une meilleure représentativité du démarrage de la turfigenèse à l'échelle du site étudié.

7.2.3. Les analyses paléoécologiques

En complément des analyses stratigraphiques et des datations par le radiocarbone nous avons effectué des analyses paléoécologiques sur 3 sites. Trois types de sédiments ont été analysés : les macrorestes végétaux, les diatomées et le pollen. Chacunes de ces analyses n'ont pas toutes été utilisées simultanément sur chacun des 3 sites concernés :

- l'**analyse des macrorestes végétaux** a été réalisée par Martin Lavoie du département de géographie de Laval au Québec sur une carotte de tourbe de 8 mètres faite sur la tourbière de Ribains ;
- l'**analyse palynologique** a été conduite par Jacqueline Argant docteur en palynologie et Catherine Latour sur la tourbière du Lac de Collanges ;
- l'**analyse des diatomées** a été faite par Karen Seyriessol sur 2 sites : le Lac de Freycenet et le Lac de Collanges.

8. Présentation des résultats

Nous distinguerons dans cette partie les travaux menés sur la tourbière de maar de Ribains de ceux des tourbières des « *lacs* » du Devès. En effet, compte tenu des échelles et des contextes géomorphologiques très différents, ces deux types de tourbières n'ont pas été abordés de la même manière.

8.1. La tourbière de Ribains

Devant la superficie et l'hétérogénéité des faciès sédimentaires observés nous avons concentré nos recherches sur la moitié Sud de la tourbière pour plusieurs raisons :

- il s'agit de la zone la plus profonde, la plus homogène et la mieux conservée de la tourbière ;
- c'est dans ce secteur qu'a été prélevée la carotte sur laquelle a été menée l'analyse palynologique (Beaulieu *et al.* 1984).

Ce travail repose sur :

- les résultats de la séquence palynologique effectuée au début des années 1980 par le laboratoire de Marseille
- l'étude d'une colonne de macrorestes réalisée par Martin Lavoie du département de géographie de l'Université de Laval au Canada
- un cortège de 26 datations (tableau 11) dont 10 provenant des travaux menés par le laboratoire de Marseille (Beaulieu *et al.* 1984).

8.1.1. Du lac à la tourbière

A Ribains, la tourbe s'est développée sur une épaisseur de sédiments lacustres supérieure à 50 mètres. Cette longue colonne sédimentaire est l'une des séquences vellaves ayant permis de reconstruire l'histoire des changements de végétation et des climats depuis

450 000 ans (Beaulieu & Reille 1992 ; Reille *et al.* 2000). Le démarrage de la tourbe marque donc la fin d'une longue période lacustre.

8.1.1.1. Des gyttje à la tourbe : l'identification des couches basales

La dernière étape de la sédimentation lacustre du maar de Ribains est marquée par la formation d'un dépôt de matériaux de plus en plus riche en débris organiques, les gyttje. La limite supérieure de ces gyttje marque donc la transition entre une sédimentation lacustre et un processus d'entourbement par comblement (cf. 3.1.4.2).

La principale difficulté pour caractériser précisément le démarrage de la tourbe, repose sur la détermination de ce que l'on considère comme étant de l'ordre du dépôt lacustre et de ce qui doit être apprécié comme un dépôt tourbeux. **Pour notre part, il est important de rappeler que nous considérons comme dépôts lacustres tout matériel remanié et décanté sous une tranche d'eau, quelle que soit sa teneur en matière organique. La tourbe quant à elle doit s'accumuler *in situ*, de bas en haut.**

Dans un premier temps nous nous sommes arrêté sur la texture du matériel pour différencier la tourbe des gyttje. Nous distinguons alors les gyttje des tourbes par leur texture limoneuse très fine, quasi-boueuse. Mais pour plus d'assurance et de précision, nous avons préféré nous appuyer sur la base des macrorestes/microrestes. Ainsi, lorsque la proportion de restes de plantes aquatiques, notamment de *Potamogeton*, était significative, à laquelle s'ajoutait la présence d'algues comme les *Pediastrum*, nous avons considéré qu'il s'agissait de gyttja et non de tourbe. Parallèlement nous observons aussi une proportion croissante de particules minérales. Dès lors, nous nous sommes aperçu que la seule analyse de la texture n'était pas suffisante. En effet, cet horizon foncé à la texture limoneuse que nous qualifions de gyttja était en réalité une tourbe fine à herbacées pauvre en macrorestes (photographie 21). Si la texture de ces deux matériaux était très similaire, la couleur en revanche, nettement plus foncée, tranchait clairement avec les gyttje. De cette façon il nous était facile de distinguer les deux matériaux sans passer au préalable par une analyse systématique des macrorestes. Sur la colonne palynologique de de Beaulieu *et al.* (1984), il apparaît d'ailleurs, d'après la localisation approximative du sondage et des datations obtenues, que ce qui est appelé gyttja brune, est en réalité ce que nous qualifions de tourbe telmatique.

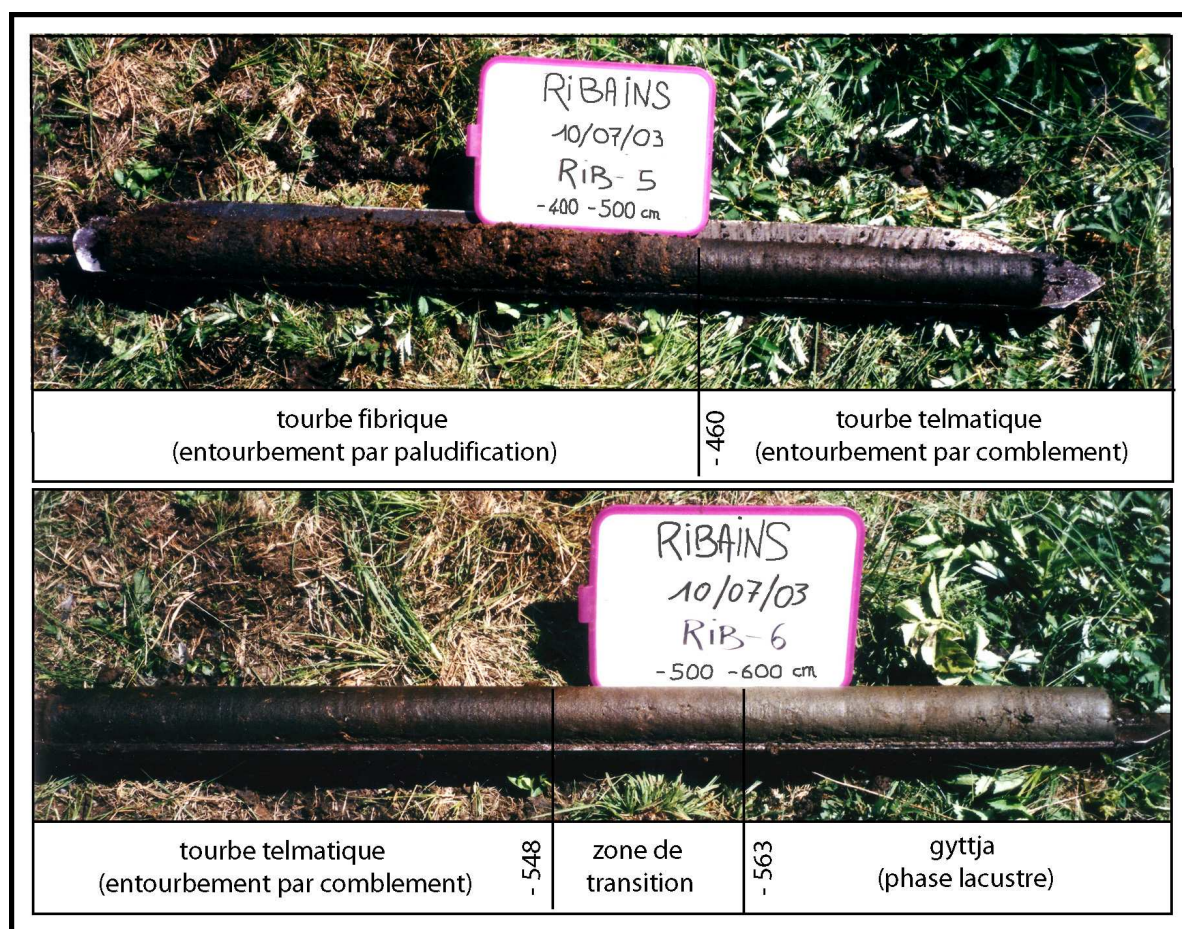
A la base de cette tourbière nous observons donc 3 grands types de matériaux accumulés selon trois types de processus différents (photographie 21) :

- les gyttje déposés en contexte lacustre ;
- la tourbe fine dont la texture est presque identique aux gyttje et que nous qualifions de tourbe telmatique. Celle-ci s'est formée sous une nappe d'eau peu profonde, participant à une dynamique d'entourbement par comblement.
- Une tourbe généralement fibrique, riche en macrorestes végétaux accumulé en contexte palustre, initialisant une dynamique d'entourbement par paludification.

Deux principaux types de contact se distinguent donc (photographie 21):

- le contact relativement progressif entre les gyttje et la tourbe telmatique
- le contact franc entre la tourbe telmatique et la tourbe fibrique développée en contexte terrestre.

La principale difficulté lorsque l'on étudie le démarrage de la tourbe dans le cas d'une tourbière de lac est d'identifier la nature du processus de mise en place des dépôts organiques. Nous avons vu que la teneur en matière organique et la texture du matériel ne sont pas des critères fiables pour distinguer la tourbe des formations lacustres sous-jacentes. Les nombreuses terminologies existantes, à propos de ces dépôts organiques de transitions, illustrent parfaitement cette difficulté (cf. 0). C'est pourquoi, l'analyse des macrorestes végétaux se trouve être particulièrement précieuse dans ce type de problématique.



Photographie 21 : Phase lacustre et phases d'entourbement à Ribains
(photographie prise sur la carotte d'analyse des macrorestes)

8.1.1.2. La fin d'un lac...

La mise place des gyttje verdâtres marque la dernière phase lacustre du maar de Ribains. Théoriquement la formation des gyttje est interprétée comme le résultat d'un transfert de sédiments lors de période de stabilité du bassin-versant sédimentaire d'où provient le matériel. Ces périodes sont généralement associées à une dynamique de colonisation végétale des sols nus liés à l'amélioration sensible des conditions climatiques fini-würmiennes. Deux datages nous permettent de caler approximativement la mise en place de ces gyttje. Les valeurs médianes de ces datations sont comprises entre 12445 et 12337 cal. BP (tableau 11). Ces gyttje se seraient donc déposés durant le Dryas récent. Or cette période, à la différence de l'interstade Bølling/Allerød antérieur, correspond à une phase de péjoration climatique peu favorable au cours de laquelle les fréquences de pollen arboré (PA) peuvent descendre sous les 10%. Malgré un contexte totalement déboisé, la nette récurrence d'*Artemisia*, des Cypéracées et des graminées (Beaulieu *et al.* 1984) semble toutefois capable de stabiliser et

de limiter les transferts de matériel au sein du bassin sédimentaire. Ainsi, les transformations bioclimatiques du Dryas récent ne peuvent être associées à une période d'augmentation des processus d'érosion sur les versants du maar de Ribains. Les taux de sédimentation mesurés au lac du Bouchet vont également dans ce sens. Ils sont de moitié inférieurs au Dryas ancien et sensiblement équivalents voire plus importants lors du Boréal, de l'Atlantique et du Sub-Atlantique pourtant plus favorables à la biostasie (Bonifay & Truze 1987).

Le passage transitoire des gyttje d'une couleur verdâtre à une couleur gris brun, traduit un enrichissement progressif en matière organique de ces matériaux lacustres. Ce changement peut s'expliquer de plusieurs manières :

- par une augmentation des précipitations, favorisant ainsi le transfert de matière organique, des versants vers le fond de la dépression lacustre ;
- par un abaissement du plan d'eau favorisant ainsi la turbidité de l'eau ;
- par le développement de la végétation, notamment en bordure du lac, avec la mise en place notamment de radeaux flottant colonisant l'intérieur du lac.

Selon le diagramme palynologique, cet enrichissement en matière organique est contemporain du développement soudain du bouleau, du noisetier, du chêne et plus discrètement de l'orme indiquant une amélioration substantielle et définitive du climat. Parallèlement on constate la disparition progressive des renonculacées (*Ranunculus cf. Batrachium*) exprimant sans doute une baisse de la hauteur d'eau. Ainsi, compte tenu des résultats de la palynologie et de la présence d'une épaisse couche de tourbe au sommet de ces gyttje, il paraît alors pertinent d'imaginer, un abaissement général de la tranche d'eau et une fermeture progressive du lac par la végétation. Dès lors la turfigénèse peut commencer.

Références labo.	Sondages	Dates BP	Dates cal. BC / AD	Dates médianes cal. BC/AD	Dates médianes cal. BP	profondeurs
<i>GrN-28085</i>	6	9950 +/- 190	10192-8836 cal. BC	9514 cal. BC	11463	448-450
<i>GrN-28086</i>	G	8740 +/- 100	8203-7590 cal. BC	7897 cal. BC	9846	483-485
<i>GrN-28087</i>	G	9960 +/- 220	10402-8809 cal. BC	9605 cal. BC	11554	580-582
<i>GrN-28088</i>	G	10 600 +/- 180	10946-10046 cal. BC	10496 cal. BC	12445	683-686
<i>GrN-28601</i>	F	9050 +/- 130	8602-7795 cal. BC	8199 cal. BC	10148	470-471
<i>GrN-28602</i>	F	10210 +/- 160	10635-9338 cal. BC	9987 cal. BC	11936	564-565
<i>Ly-12587</i>	macrorestes	595 +/- 60	1285-1435 cal. AD	1360 cal. AD	589	55-56
<i>Ly-12588</i>	macrorestes	980 +/- 70	900-1214 cal. AD	1057 cal. AD	892	135-136
<i>Ly-12589</i>	macrorestes	900 +/- 80	985-1280 cal. AD	1133 cal. AD	816	199-200
<i>Ly-12590</i>	macrorestes	4075 +/- 60	2875-2468 cal. BC	2672 cal. BC	4621	270-271
<i>Ly-12591</i>	macrorestes	7380 +/- 70	6402-6076 cal. BC	6239 cal. BC	8188	350-351
<i>Ly-12592</i>	macrorestes	7845 +/- 105	7057-6458 cal. BC	6758 cal. BC	8707	415-416
<i>Ly-12593</i>	macrorestes	8775 +/- 120	8257-7581 cal. BC	7919 cal. BC	9868	519-520
<i>Ly-12594</i>	macrorestes	4410 +/- 80	3355-2883 cal. BC	3119 cal. BC	5068	548-549
<i>Ly-12595</i>	macrorestes	3440 +/- 35	1877-1643 cal. BC	1760 cal. BC	3709	659-660
<i>Ly-12596</i>	macrorestes	3580 +/- 35	2026-1782 cal. BC	1904 cal. BC	3853	778-780
Beaulieu et al. 1984						
<i>Gif-5776</i>	palynologie	390 +/- 60	1433-1640 cal. AD	1537 cal. AD	412	125-135
<i>Gif-5777</i>	palynologie	1470 +/- 60	433-661 cal. AD	547 cal. AD	1402	160-170
<i>Gif-5778</i>	palynologie	1890 +/- 60	37 cal. BC - 252 cal. AD	108 cal. BC	2057	210-220
<i>Gif-5779</i>	palynologie	4590 +/- 75	3031-3626 cal. BC	3328 cal. BC	5277	290-300
<i>Gif-5780</i>	palynologie	5410 +/- 80	4444-4042 cal. BC	4243 cal. BC	6192	325-335
<i>Gif-5781</i>	palynologie	6600 +/- 90	5673-5372 cal. BC	5523 cal. BC	7472	350-365
<i>Gif-5782</i>	palynologie	9480 +/- 110	9220-8495 cal. BC	8857 cal. BC	10806	465-480
<i>Gif-5783</i>	palynologie	9880 +/- 110	9858-8939 cal. BC	9399 cal. BC	11348	500-515
<i>Gif-5784</i>	palynologie	10410 +/- 180	10865-9673 cal. BC	10269 cal. BC	12218	530-550
<i>Gif-5785</i>	palynologie	10510 +/- 180	10901-9875 cal. BC	10388 cal. BC	12337	650-680

Légende	
	contacts argiles brunes – gyttja verdâtre
	contacts gyttja – tourbe telmatique
	contacts tourbe telmatique – tourbe fibrique à mesique

Tableau 11 : Datations radiocarbone réalisées sur la tourbière de Ribains

8.1.1.3. ... le début d'une tourbière

Si l'on tient compte du schéma classique, le démarrage du processus d'entourbement par comblement aurait débuté des bords vers l'intérieur de la tourbière.

Au total, 4 datations radiocarbone ont été effectuées **à la base de la tourbe telmatique** (tableau 11). Si l'on considère l'amplitude des âges calibrés obtenus, la fourchette chronologique s'inscrit entre 12585 et 10445 cal. BP. Si l'on calcule la moyenne des âges médians calibrés, nous obtenons une moyenne autour de 11444 cal. BP, ce qui nous place dans la première moitié du Préboréal. Il apparaît donc que malgré des conditions encore rigoureuses mais nettement plus favorables qu'au cours du Dryas récent, la tourbe a pu commencer à se développer. Cependant, cet entourbement n'a pu être possible qu'à la faveur d'une faible tranche d'eau. C'est pourquoi il est probable que la tourbe ne s'est pas accumulée de manière homogène (figure 67). L'existence de plusieurs bassins laisse supposer la présence de secteurs dont la tranche d'eau était plus importante et le comblement plus tardif. Dans ces bassins il est possible d'imaginer la formation de radeaux de tourbe et donc de tourbe limnique favorisant par décantation l'enrichissement en matière organique des gyttje déposés à la base de cette tranche d'eau. Autrement dit, dans ces zones plus profondes, la datation du contact entre la tourbe et les gyttje doit être postérieure.

Sur la colonne des macrorestes (figure 66), les datations indiquent que le démarrage de la tourbe, aurait eu lieu plus tôt, autour de 10207 à 9531 cal. BP. Cette date doit toutefois être légèrement vieillie dans la mesure où, pour des raisons techniques, le prélèvement a été réalisé une quinzaine de centimètres au dessus du contact avec les gyttje. Dans cette zone le démarrage de la tourbe daterait donc plutôt de la fin du Préboréal.

Toujours au sein de la colonne de macrorestes (figure 66), la surprise nous est venue des datations réalisées dans les gyttje. La date obtenue dans la zone de transition entre la tourbe et le gyttja brun sous-jacent, comprise entre 540 et 563 cm, donne une valeur entre 5305 et 4833 cal BP. Cette date aurait pu être rejetée et considérée comme aberrante si nous n'avions pas eu dans la continuité, sur près de 2,5 mètres d'épaisseur, deux autres dates qui la confirment :

- la zone de contact entre le gyttje brun et le gyttja verdâtre, située à 658 cm de profondeur, donne une date encore plus récente, comprise entre 3827-3593 cal. BP.

- Enfin, la dernière datation réalisée à 780 cm, dans la partie la plus profonde de notre carottage, vers la fin du gyttja gris-verdâtre, va dans le sens de la précédente avec une date située entre 3976-3732 cal. BP.

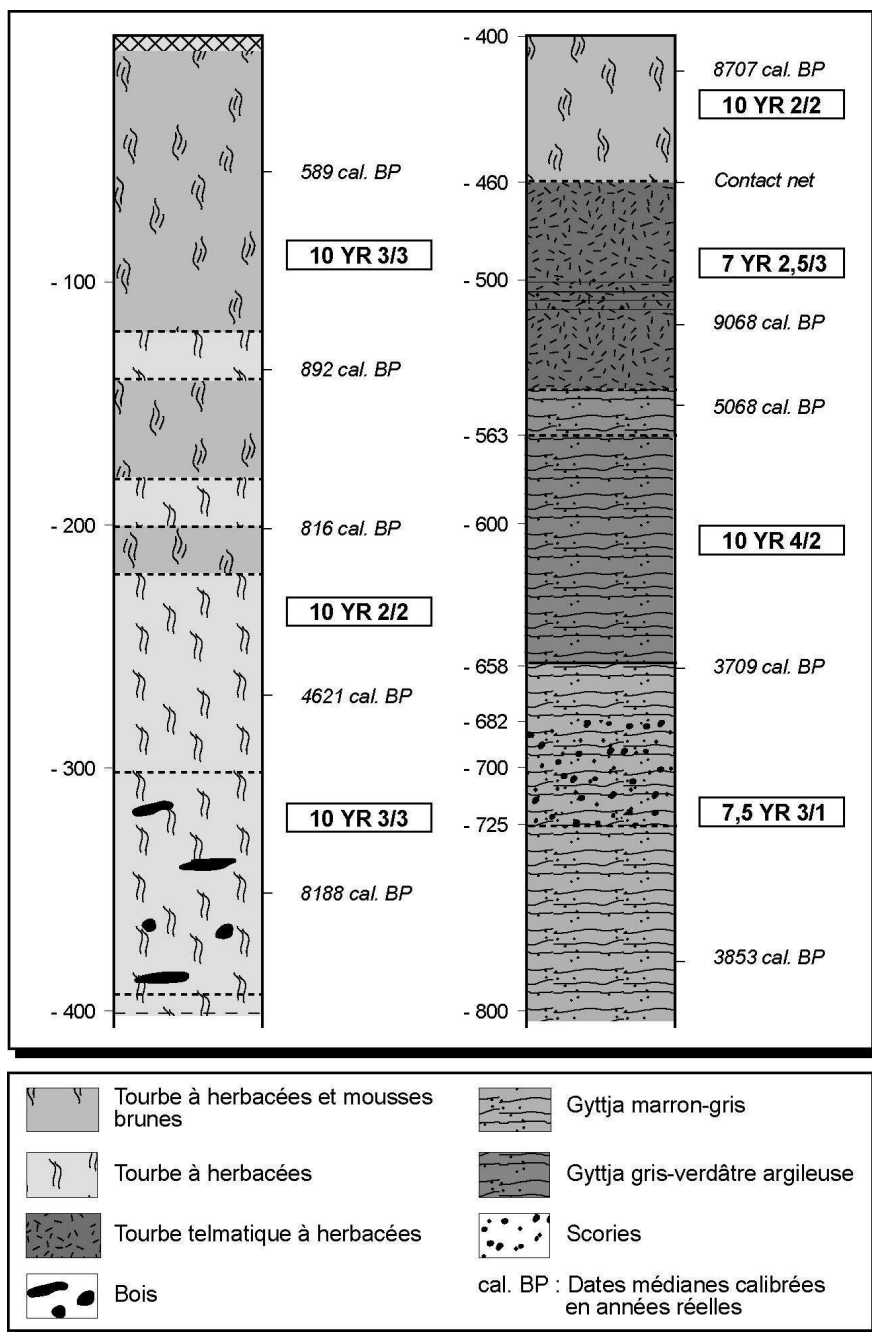


Figure 66 : Croquis descriptif de la carotte des macrorestes végétaux analysée par M. Lavoie (sud de la tourbière de Ribains à proximité du piézomètre 1 cf figure 36)

S'il ne s'agit pas d'une erreur de laboratoire, cela signifie que les sédiments lacustres sur lesquels repose la tourbe, seraient contemporains du Subboréal alors que le démarrage de la tourbe date quant à lui de la fin du Préboréal. Comment expliquer ce phénomène ?

Ce sondage se situe en bordure de la zone la plus profonde de l'un des trois paléobassins, nous pouvons donc envisager dans ce secteur l'existence d'un radeau de tourbe qui aurait continué à se développer sur une tranche d'eau libre. Dans ce cas, la décantation d'éléments fins lessivés ou la remise en suspension de matériaux lors d'un glissement de masse pourrait expliquer la présence de matériaux plus jeunes sous une couche de tourbe plus vieille. Cette hypothèse expliquerait l'épaisseur importante de cette couche sédimentaire datée du Subboréal. Quoi qu'il en soit, les dates obtenues semblent indiquer que cette tranche d'eau libre était présente au moins jusqu'au Subboréal.

Voyons maintenant le contact franc entre la tourbe telmatique fine et la tourbe moins évoluée, fibrique à méso-fibrique, indiquant sans doute le passage d'un entourage par comblement à celui d'un entourage par paludification. Deux dates nous renseignent sur cette transition. La première situe cette transition entre 10153-9540 cal. BP. (sondage G) et la deuxième entre 10552-9745 cal. BP. (sondage F), soit au tout début du Boréal.

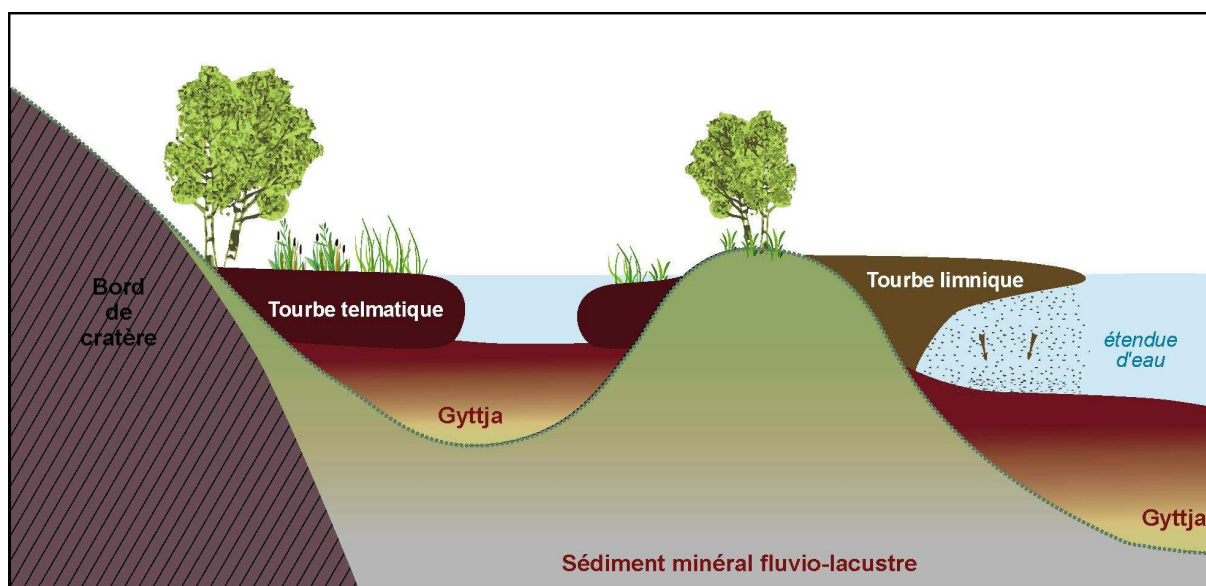


Figure 67 : Les types d'entourage développés lors de la mise en place de la tourbière de Ribains au Préboréal

Deux autres datations effectuées sur la colonne de macrorestes nous permettent d'obtenir une date approximative de cette transition située entre 10207-11481 et 9007-8408

cal. BP, soit également au cours du Boréal. La question est de savoir si ce changement d'état de la tourbe correspond effectivement à un changement dans le processus d'entourbement ou simplement à une réponse d'ordre climatique. Ainsi, des conditions climatiques plus favorables à la turfigenèse pourraient aussi être à l'origine d'une dynamique plus active de la tourbe limitant davantage les processus de dégradation de la matière organique.

8.1.2. Le développement de la tourbière

Pour étudier le développement de la tourbière au cours de l'Holocène nous nous appuyerons sur le cortège de datations par le radiocarbone effectuées sur la tourbière de Ribains. Nous avons vu à travers l'étude du démarrage de la tourbe que certaines datations pouvaient paraître aberrantes ou représenter un cas particulier non représentatif de l'ensemble de la tourbière. Afin d'avoir une vision plus générale de la répartition verticale de l'ensemble des datations par le radiocarbone disponibles sur Ribains, nous avons choisi de les intégrer sous forme de graphique âge/profondeur (figure 68). De cette façon, les dates potentiellement aberrantes apparaissent clairement. On observe parfaitement la singularité des gyttje datés du Subboréal qui se détachent des autres datations réparties de façon relativement linéaire. Cette représentation graphique montre qu'il existe une assez bonne cohérence dans les dates obtenues, si ce n'est la datation située à 200 cm (2935-3220 cal. BP) sur la colonne des macrorestes qui apparaît visiblement trop jeune par rapport à la tendance générale mais également par rapport à la date quasi-identique obtenue 64 cm plus haut (-136 cm).

La mesure des vitesses d'accumulation de la tourbe est difficile à évaluer à partir de ce cortège de datation. En effet, nous ne possédons pas suffisamment de datations réparties verticalement sur des séquences régulières et homogènes. Cependant nous pouvons toutefois donner quelques valeurs indicatives qu'il faut prendre avec précaution tant les vitesses peuvent être variables d'un faciès à un autre. A l'échelle de l'ensemble de la colonne de tourbe, nous obtenons à Ribains des valeurs comprises entre **0,4 et 0,5 mm/an**. En revanche, à l'échelle des chronozones palynologiques les valeurs sont plus hétérogènes.

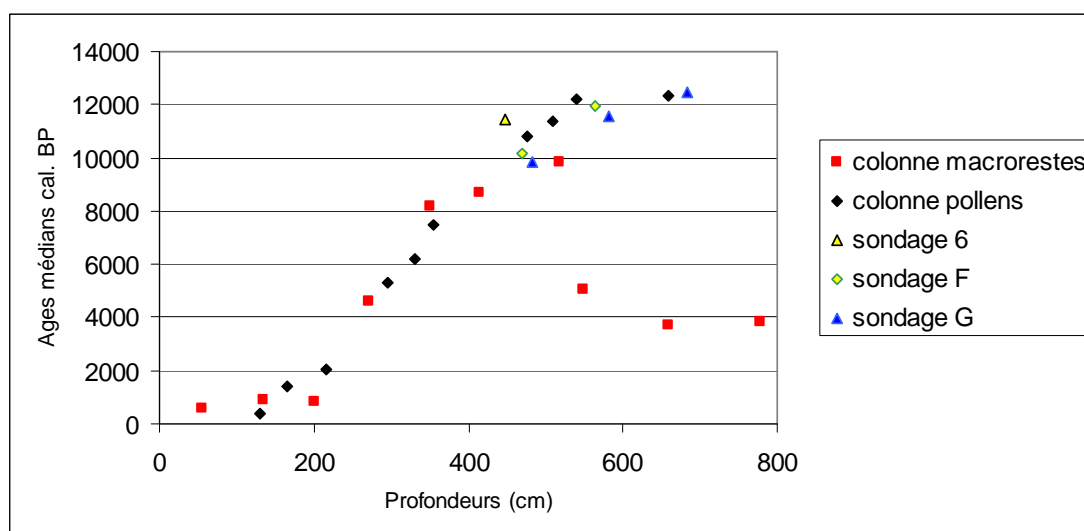


Figure 68: Graphique de la répartition âges / profondeurs des dates obtenus sur Ribains

Préboréal : Deux estimations ont pu être faites à partir des datations des sondages G et F datant les contacts inférieurs et supérieurs de la tourbe telmatique mise en place au cours du Préboréal. Ces vitesses donnent les valeurs de **0,53 mm/an** (sondage G de 482 à 581cm) et **0,58 mm/an** (sondage F de 470 à 564 cm), des valeurs sensiblement identiques.

Boréal : Pour cette période nous ne disposons que d'une estimation réalisée à partir du sondage macrorestes. Nous avons obtenu une valeur de **0,90 mm/an** entre 415 et 519 cm de profondeur.

Atlantique : Au cours de l'Atlantique nous obtenons deux valeurs, l'une à **0,35 mm/an** sur le sondage macrorestes, entre 271 et 415 cm de profondeur, et l'autre à **0,34 mm/an** sur le sondage palynologique entre 290 et 365 cm.

Le Subboréal est très mal représenté nous ne pouvons obtenir que des valeurs à cheval entre deux chronozones, c'est pourquoi nous n'avons pas jugé pertinent de le mesurer.

Subatlantique : Enfin, au cours Subatlantique, le sondage palynologique, *a priori* plus cohérent pour représenter cette période nous donne une valeur de **0,52 mm/an** entre 215 et 130 cm de profondeur.

On constate l'importance du Boréal dans la formation de la tourbe. Par comparaison aux autres chronozones, les faibles valeurs de l'Atlantique sont étonnantes si l'on considère que cet optimum climatique et généralement associée à une forte production de tourbe. Or d'après ces résultats, confirmés par le diagramme palynologique (Beaulieu *et al.* 1984,cf annexe),

c'est le contraire qui se produit. Les mesures faites sur le Préboréal sont sûrement les plus précises de l'ensemble de ces résultats car se sont les seules qui ont été faites sur les mêmes contacts de deux sondages différents. Il faut néanmoins rester très prudent sur l'interprétation de ces estimations.

8.1.3. Résultats obtenus à partir de l'étude des macrorestes/microrestes

L'étude des macrorestes effectuée par Martin Lavoie (Université de Laval, Québec) sur l'une des colonnes de tourbe prélevée dans la partie Sud de la tourbière, à proximité du piézomètre 1, ne présente pas de changements majeurs si ce n'est dans les couches basales. Cette colonne est très homogène et les différentes tourbes accumulées se composent, soit d'un mélange d'herbacées et de mousses brunes, soit d'une alternance des unes et des autres. Il est intéressant néanmoins de préciser que sur l'ensemble de la colonne aucune trace de sphaigne n'a été identifiée. Ainsi, ce que nous avions l'habitude de qualifier dans un premier temps, avant la connaissance de ces résultats, de tourbe à sphaigne était en réalité de la tourbe composée principalement de mousses brunes. L'autre point important de cette étude a été d'identifier clairement dans les couches basales le passage entre le gyttja et la tourbe telmatique. Là encore, nous avons constaté que nous confondions sur le terrain tourbe telmatique et gyttja, tant leur texture sont proches. En réalité la telmatique est une tourbe fine, saprique, à herbacées, pauvre en particules minérales.

L'ensemble des datations faites sur cette colonne n'avait pas pour objectif de caler chronologiquement les contacts entre chaque type de matériel. Il s'agissait simplement d'obtenir sur l'ensemble de la colonne une estimation chronologique de l'accumulation de la tourbe et des sédiments sous-jacents en effectuant des dates à distances régulières (figure 66). Malheureusement comme nous l'avons vu précédemment, sur les neuf datations faites sur cette colonne, quatre d'entre elles ne s'enchaînent pas chronologiquement.

Le détail de chacun des prélèvements analysés sur cette carotte sont disponibles en annexe 5.

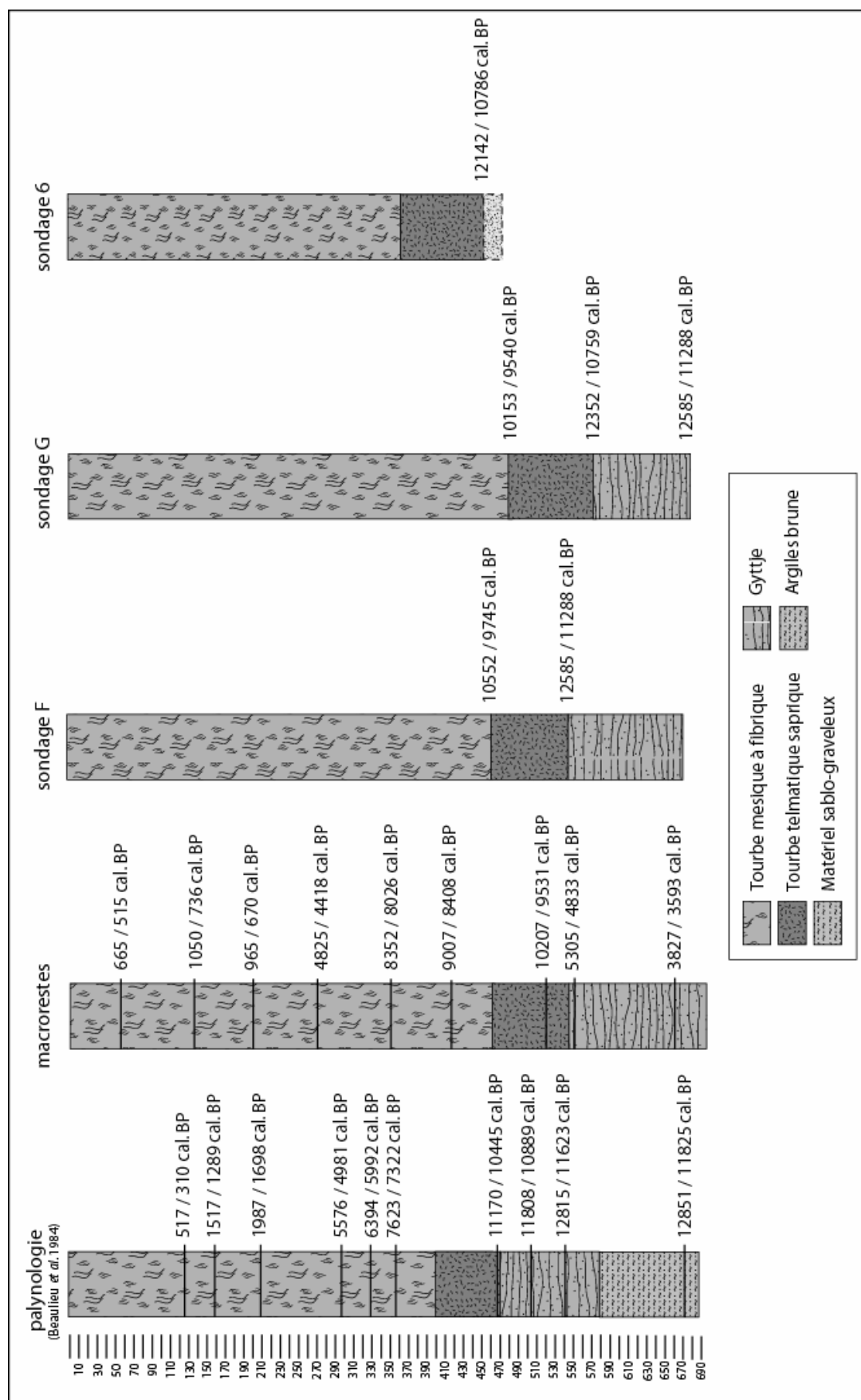


Figure 69 : Répartition des dates sur les colonnes stratigraphiques simplifiées (localisation des sondages cf. fig. 36)

8.1.4. Discussion

Au vu des résultats obtenus à partir des datations des couches basales de tourbe, il apparaît que le démarrage de la turfigenèse dans la partie Sud de la tourbière, s'est produit dès la première moitié du Préboréal à la faveur d'un abaissement de la tranche d'eau du lac. D'un point de vue biogéographique, ce démarrage s'inscrit avec le recul des espèces steppiques, l'extension locale de *Betula* et plus modestement de *Pinus*. Cette évolution traduit une amélioration climatique confirmée lors de la deuxième moitié du Préboréal avec la fermeture progressive du couvert arboréen et notamment l'augmentation rapide de *Corylus* accompagnée de *Quercus* et d'*Ulmus* (Beaulieu *et al.* 1984). Les vitesses d'accumulation du Préboréal, comprise entre 0,53 et 0,58 mm/an, supérieures à la moyenne de l'ensemble de la colonne de tourbe, semblent indiquer une situation plutôt favorable au développement de la tourbe. Mais bien que plus chaud, le Préboréal n'en demeure pas moins relativement sec. Cette situation ne répond donc théoriquement pas à un contexte idéal à la turfigenèse, associée plus généralement à des conditions chaudes et humides, comme cela devait être le cas au cours de l'Atlantique. En revanche, les faibles conditions d'humidité du Préboréal peuvent avoir été compensées par la présence du lac. Cela signifie donc que sans cet apport, il y a de forte chance que le début de la turfigenèse ait été plus tardif. Dans ce cas, le rôle des facteurs autogènes ont été déterminants.

Il est possible que le niveau général du lac était encore relativement élevé lorsque les bords ont été colonisés par la végétation hygrophile, à l'origine des premiers niveaux de tourbe. En effet, si l'on se réfère au lac du Bouchet, la première partie du Préboréal est marquée par une augmentation de la hauteur d'eau (Pailles 1989). Cependant, à mesure que l'on progresse dans le Préboréal, l'élévation des températures associée à un contexte plutôt sec a sans doute été responsable d'une augmentation de l'évapotranspiration. Cette hypothèse expliquerait la diminution de la tranche d'eau sur Ribains illustrée par le développement de la tourbe telmatique à herbacées. Un abaissement de 5 mètres du niveau du lac du Bouchet (Pailles 1989), a d'ailleurs été mesuré lors de la deuxième moitié du Préboréal. A cette période la profondeur du lac de Ribains devait donc être très basse, à l'exception des 3 paléo-bassins, plus profonds. Dès lors, la progression de la tourbière vers l'intérieur du lac s'est accélérée.

Ainsi au Préboréal, le cœur du maar devait être occupé par un vaste bas-marais dont les conditions hydrologiques étaient très humides, avec très certainement des petits étangs peu profonds. Trois bassins plus profonds s'individualisaient avec la présence probable de

radeaux de tourbe limnique. Enfin, comme l'indique la paléotopographie, il devait également y avoir ponctuellement quelques petits îlots exondés.

D'après les datations il semblerait que le bassin, localisé dans la partie Sud-Est de la tourbière, se soit définitivement fermé au cours du Subboréal. Il est d'ailleurs possible, à partir des calages chronologiques effectués sur la colonne des macrorestes, d'évaluer approximativement l'épaisseur de ce radeau entre 250 et 290 cm.

Les vitesses d'accumulation de la tourbe mesurées à Ribains indiquent une période particulièrement favorable à la turfigenèse durant le Boréal, avec 0,90 mm/an. La tourbe fibrique développée à la suite de la tourbe telmatique (figure 39) semble d'ailleurs apparaître avec le Boréal. L'Atlantique généralement associé à un contexte propice à la turfigenèse, paraît au contraire être une période calme durant laquelle la tourbe s'est développée lentement. Sur le diagramme pollinique de Ribains (Beaulieu *et al.* 1984), l'Atlantique est d'ailleurs nettement moins représenté que les autres chronozones. Cependant, le peu de datations disponibles sur cette période nous invite à rester prudent.

8.2. Les tourbières des « *lacs* » du Devès

Par leur taille réduite, leur caractère clos et une sédimentation à dominante tourbeuse, les tourbières des « *lacs* » du Devès offrent un potentiel paléoenvironnemental intéressant. Par comparaison aux vastes tourbières de maar, ces petites tourbières sont nées et se sont développées de manière plus homogène ce qui simplifie considérablement l'analyse.

De nombreuses similitudes ont été observées entre les trois tourbières basses de bassin étudiées dans le chapitre 6.

8.2.1. Le démarrage de la turfigenèse

A travers le chapitre 6, nous avons observé comment se faisait le passage entre la sédimentation minérale argileuse colmatant la base des dépressions et le démarrage de la tourbe. Cette transition est marquée par la présence d'un horizon intermédiaire à anmoor, plus humifié que la tourbe, facilement identifiable par sa couleur noire, sa texture fine et collante et sa teneur en matière organique comprise entre 10 et 30 % de matière organique (figure 60, chap. 6.2.1). Dans les tourbières des « *lacs* » du Devès, cet horizon formé lors de courtes

phases d'aérobioses (Duchaufour 1997), annonce le démarrage de la turfigenèse. C'est pourquoi, dans un premier temps, nous avons choisi d'échantillonner uniquement la partie inférieure de la tourbe située au contact de cet horizon noir à anmoor.

N'ayant aucune idée de l'âge probable du démarrage de ces formations tourbeuses et donc de leur intérêt paléoenvironnemental nous avons choisi de réaliser les premières datations sur le site de Collanges pour lequel nous avons effectué de nombreux carottages. Nous avons donc réalisé trois prélèvements du même contact, répartis le long du profil sédimentaire restitué à partir des carottages (figure 70).

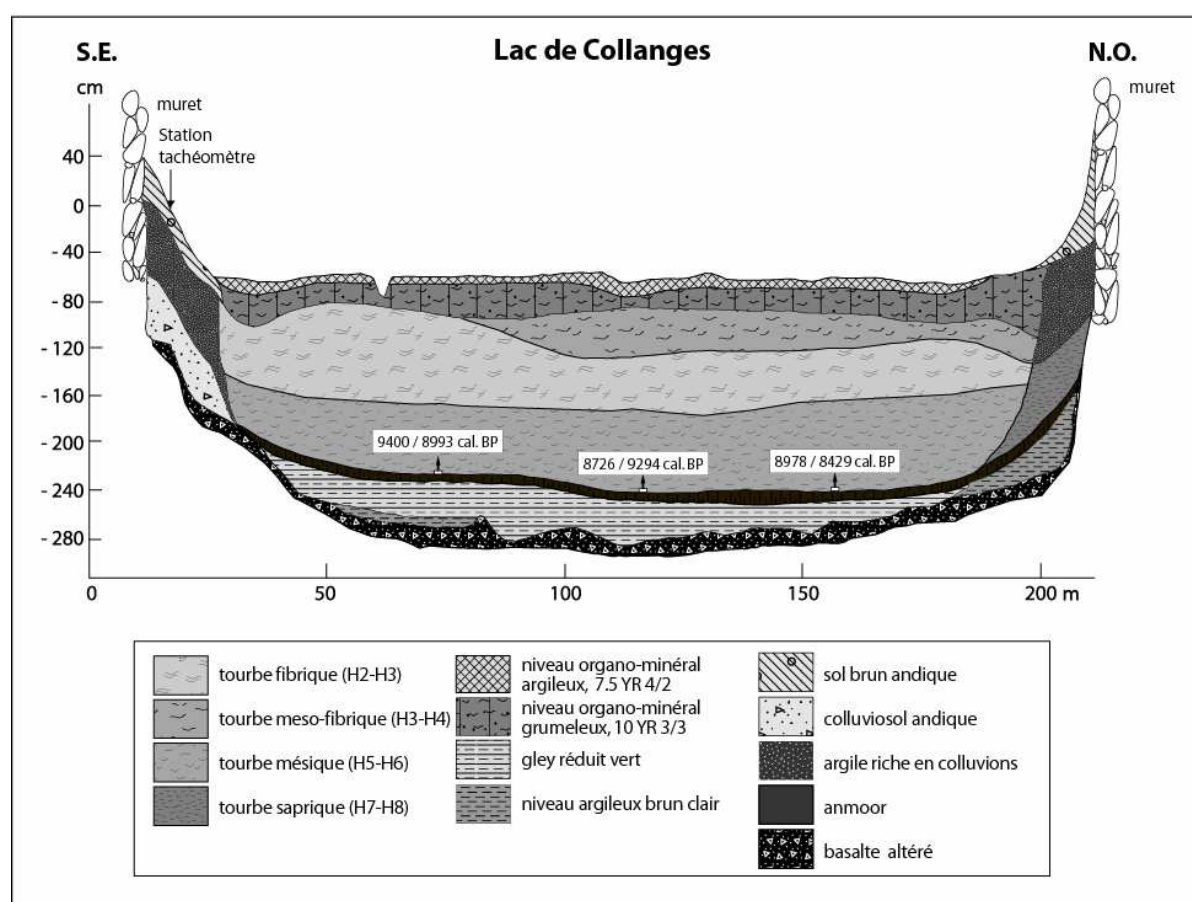


Figure 70 : Datations de la couche basale de tourbe du Lac de Collanges

Si l'on considère les âges médians cal. BP. des trois dates obtenues, nous obtenons une fourchette d'âge comprise entre 9197 et 8704 cal. BP, c'est-à-dire à cheval entre la fin du Boréal et le début de l'Atlantique ancien. Au vu de ces datations, il apparaît que cette tourbière offre un potentiel d'étude paléoenvironnementale important puisqu'elle contient des archives sédimentaires vieilles de plus de 9000 ans, soit une grande partie de l'Holocène. Dès

lors, il devenait très intéressant d'étendre cette étude aux tourbières des « *lacs* » de La Gimberte et de Freycenet.

Les dates médianes, obtenues sur des échantillons prélevés au contact avec l'horizon à anmoor, sont légèrement plus récentes que sur Collanges. Elles sont comprises entre 8532 et 8209 cal. BP à la Gimberte (figure 71) et 8546 et 8108 cal. BP sur Freycenet (figure 72). En revanche, il apparaît clairement que ces deux dernières tourbières sont parfaitement contemporaines l'une de l'autre. D'un point de vue bioclimatique, cet écart entre la tourbière de Collanges et les deux autres n'est pas significatif. En effet, les dates de démarrage de ces trois tourbières indiquent le début de l'Atlantique, elles s'inscrivent donc toutes dans un contexte de transition bioclimatique.

Nous n'observons pas non plus de différence significative dans la répartition en plan des dates de démarrage. Le démarrage de la tourbe a été homogène et synchrone sur toute la surface de chacune de ces petites dépressions circulaires. Cette observation n'est pas surprenante compte tenu de la faible superficie et de la topographie du fond de ces dépressions.

Afin d'évaluer les écarts d'âges potentiels occasionnés par un décalage possible de la limite considérée comme étant celle du démarrage de la tourbe, nous avons enchaîné, dans les couches basales, plusieurs datations successives dans le sens de la verticale (figure 71 carotte 4 ; figure 72 carottes 1 et 2). Les résultats obtenus sont concluants puisque là encore, quelle que soit la zone d'échantillonnage, nous restons toujours à la charnière entre le Boréal et l'Atlantique.

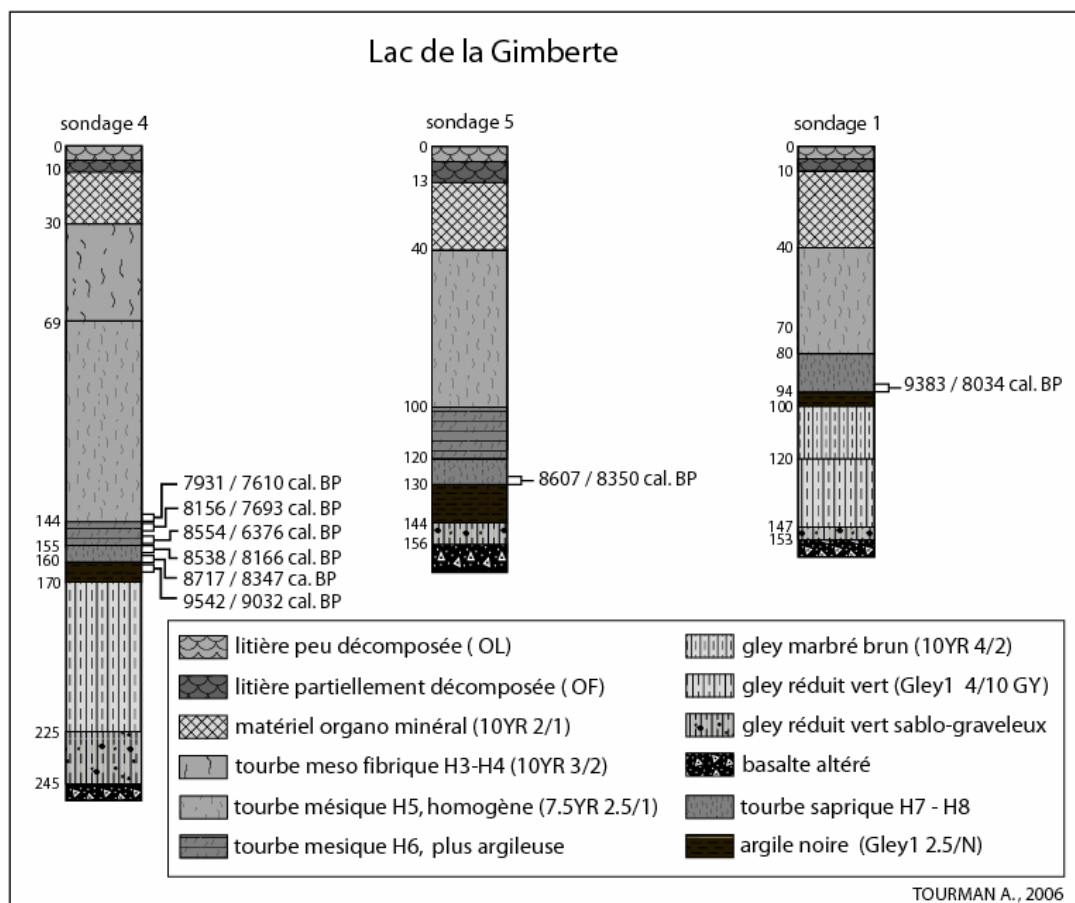


Figure 71 : Datations des couches basales de tourbe du Lac de la Gimberte (localisation des sondages cf. fig. 63)

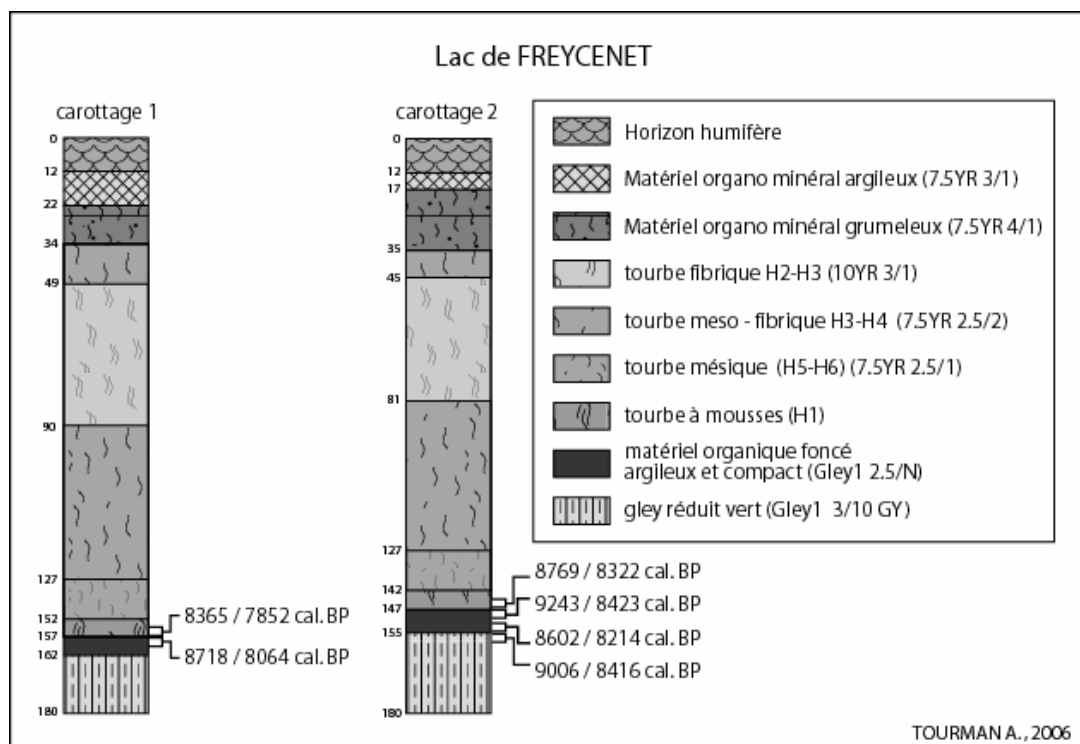


Figure 72 : Datations des couches basales du Lac de Freycenet (localisation des sondages cf. fig. 61)

Sites	codes laboratoire	Profondeurs en cm	Dates BP	Dates cal. BC/AD	Dates médianes cal. BC/AD	Dates médianes cal. BP
Collanges	GrN-28075	173-175	8170 +/- 70	7043 / 7450 BC	7246	9196
Collanges	GrN-28076	168-170	8110 +/- 80	6776 / 7344 BC	7060	9010
Collanges	GrN-28077	167-169	7830 +/- 90	6479 / 7028 BC	6753	8703
Collanges	Ly-13509	déc-14	610 +/- 55	1284-1427 AD.	1354	596
Collanges	Ly-13691	14-17	1425 +/- 50	546-670 AD	608	1342
Collanges	Ly-13692	20-23	2725 +/- 60	1007-796 BC	901	2851
Collanges	Ly-3683(GrA)	32-34	3940 +/- 35	2562-2341 BC	2451	4401
Collanges	Ly-13510	41-43	4375 +/- 65	3329-2883 BC.	3106	5056
Collanges	Ly-13693	69-73	5290 +/- 70	4326-3964 BC	4145	6095
Collanges	Ly-3684(GrA)	177-180	7890 +/- 40	7020-6643 BC	6831	8781
Collanges	Ly-3685(GrA)	189-192	7575 +/- 40	6471-6394 BC	6432	8382
Collanges	Ly-3686(GrA)	195-198	7685 +/- 40	6597-6454 BC	6525	8475
Freyecenet	GrN-28592	34-36	3930 +/- 90	2140 / 2836 BC	2488	4438
Freyecenet	GrN-28593	36-38	4010 +/- 65	2310 / 2859 BC	2584	4534
Freyecenet	Lyon-2997 (Poz)	90-92	5190 +/- 45	4215 / 3945 BC	4080	6030
Freyecenet	GrN-28594	154-157	7270 +/- 130	5902 / 6415 BC	6158	8108
Freyecenet	GrN-28595	157-159	7610 +/- 130	6114 / 6768 BC	6441	8391
Freyecenet	GrN-28596	145-147	7700 +/- 100	6372 / 6819 BC	6595	8545
Freyecenet	GrN-28597	147-149	7940 +/- 150	6473 / 7293 BC	6883	8833
Freyecenet	GrN-28598	152-154	7640 +/- 90	6264 / 6652 BC	6458	8408
Freyecenet	GrN-28599	154-156	7850 +/- 130	6466 / 7056 BC	6761	8711
La Gimberte	GrN-28078	94-92	7410 +/- 90	6084 / 6433 BC	6258	8208
La Gimberte	GrN-28079	142-144	6910 +/- 80	5660 / 5981 BC	5820	7770
La Gimberte	GrN-28080	144-146	7090 +/- 100	5743 / 6206 BC	5974	7924
La Gimberte	GrN-28081	153-155	7560 +/- 100	6226 / 6604 BC	6415	8365
La Gimberte	GrN-28082	155-157	7520 +/- 90	6216 / 6588 BC	6402	8352
La Gimberte	GrN-28083	158-160	7710 +/- 90	6397 / 6767 BC	6597	8547
La Gimberte	GrN-28600	160-162	8370 +/- 125	7082 / 7592 BC	7337	9287
La Gimberte	GrN-28084	128-130	7680 +/- 80	6400 / 6657 BC	6528	8478

Tableau 12 : Datations radiocarbones réalisées sur les tourbières des « lacs » du Devès

8.2.2. Le développement des formations tourbeuses

Des estimations de la vitesse d'accumulation de la tourbe ont pu être calculées à partir de datations réalisées sur les colonnes de tourbe des tourbières du lac de Freycenet, de Collanges et de la Gimberte.

Sur ces tourbières, les vitesses d'accumulation sont de l'ordre de **0,2 mm/an**.

Durant l'Atlantique, entre approximativement 8350 et 6050 cal. BP, nous avons calculé une valeur de 0,52 mm/an à Collanges contre 0,28 mm/an à Freycenet. De la fin de l'Atlantique à la moitié du Subboréal, la tendance semble s'inverser avec 0,22 mm/an à Collanges contre 0,36 mm/an à Freycenet. Dans les niveaux organo-minéraux développés

dans le haut de la colonne, les valeurs nettement plus faibles que dans la tourbe, oscillent entre 0,03 et 0,07 mm/an.

Le ralentissement de la turfigenèse, qui se traduit par la mise place des faciès organo-minéraux des niveaux supérieurs de tourbe, apparaît sensiblement à la même période entre Collanges et Freycenet ; entre 5279 et 4833 ans à Collanges contre 4809 et 4260 cal. BP à Freycenet. La date minimale de Collanges et la date maximale de Freycenet semblent ici coïncider. Ces changements de faciès sont donc datés approximativement du Néolithique final. Or, dans plusieurs tourbières du Velay, c'est au cours de cette période que les premiers signes d'une agriculture néolithique se sont manifestés par une chute générale des fréquences de *Fagus* et quelques occurrences de grains de pollen de céréales (Beaulieu *et al.* 1984). La question reste de savoir si ces changements de faciès peuvent être attribués à l'intervention de l'Homme sur ces sites. Malheureusement l'absence de données archéologiques précises concernant cette période et cette région ne nous permet pas d'aller plus loin dans l'analyse.

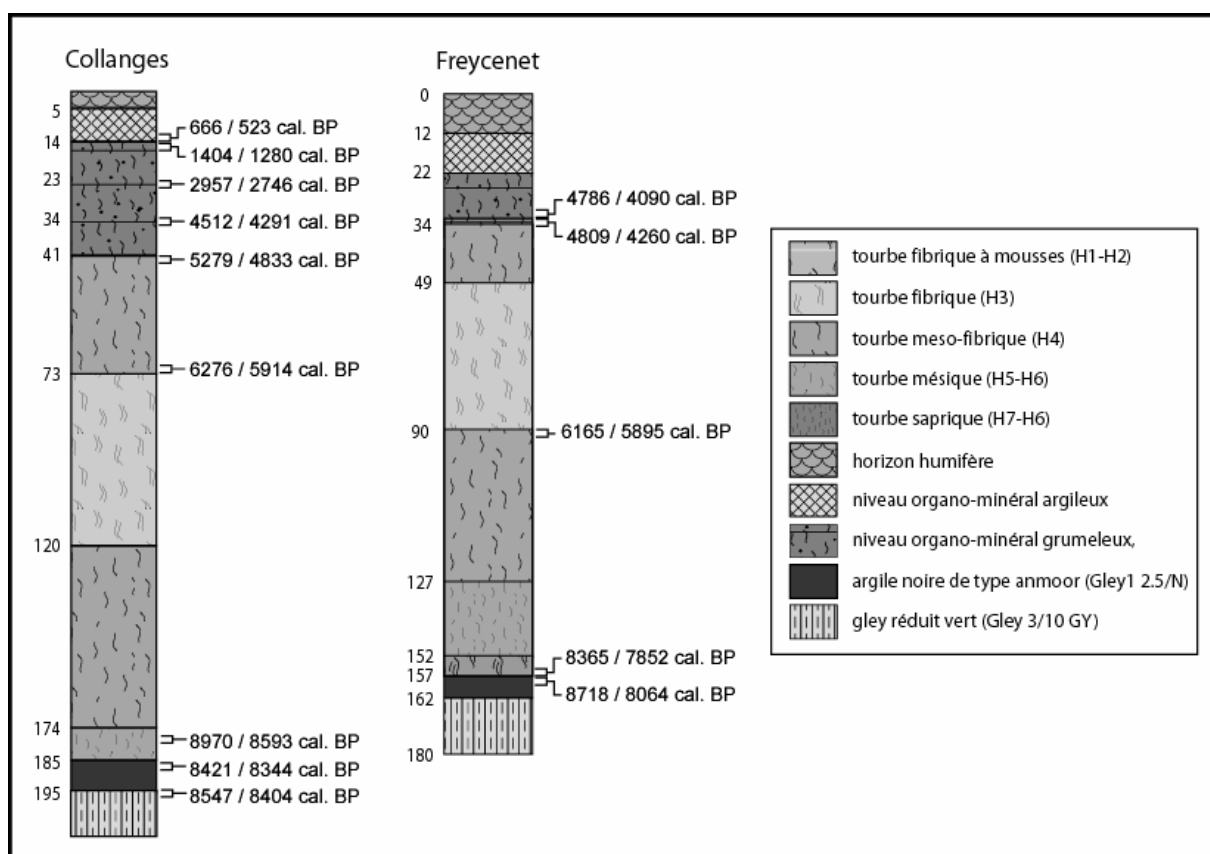


Figure 73 : Répartition des datations radiocarbone sur Collanges et de Freycenet

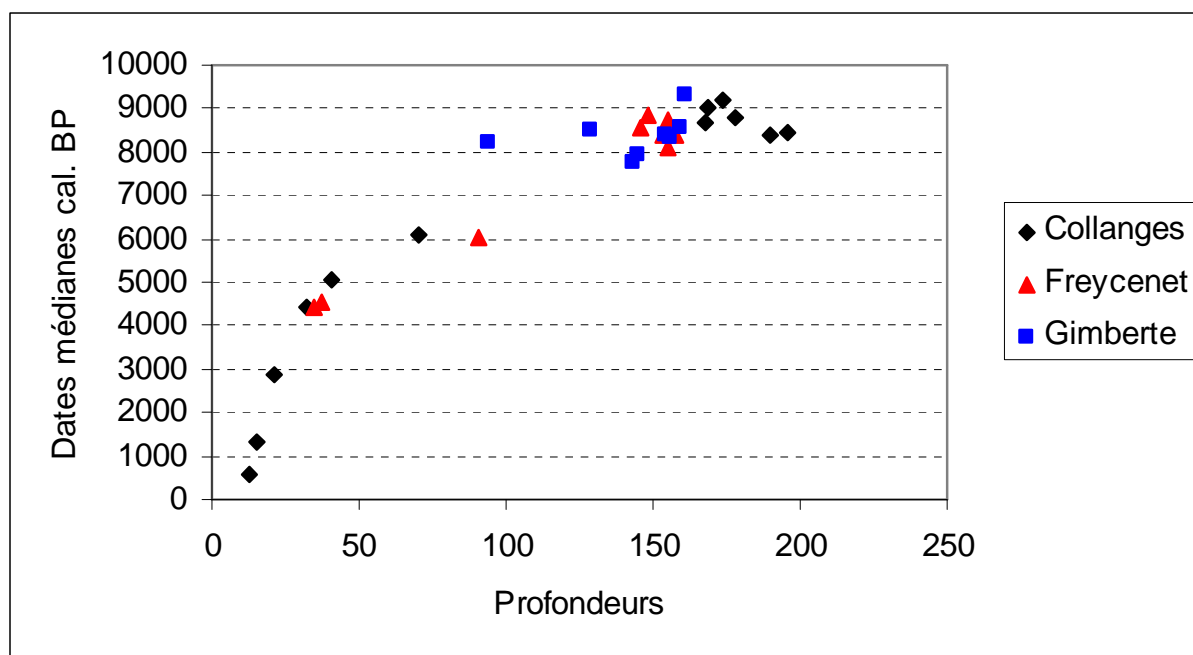


Figure 74 : Répartition âges / profondeurs des datations radiocarbones obtenues sur les sites de Collanges, de Freycenet et de la Gimberte

Entre Collanges et Freycenet (figure 73), les vitesses moyennes mesurées, indiquent certaines différences. Malgré tout, la répartition âge/profondeur des trois tourbières de Collanges, de Freycenet et de la Gimberte (figure 74) indique une évolution assez synchrone des trois sites. En effet, le nuage de points montre une répartition homogène des points le long d'une courbe relativement régulière. La concentration des datations des couches basales traduit clairement le démarrage synchrone décrit précédemment.

8.2.3. L'apport des analyses paléoécologiques

Une analyse des diatomées accompagnées de datages a été réalisée sur 2 colonnes de tourbe (figure 73), l'une prélevée sur la tourbière de Freycenet et l'autre sur celle de Collanges. L'analyse de la colonne de Collanges a été doublée d'une analyse palynologique. **L'ensemble des diagrammes paléoécologiques est répertorié en annexes** (annexe 6). Si l'essentiel des échantillons a été analysé, les résultats présentés ici ne sont toutefois pas définitifs. En effet, certains comptages plus fins sont en cours de réalisation.

8.2.3.1. L'analyse des diatomées

Les **diatomées** ou Diatomophycées représentent un groupe d'algues brunes unicellulaires qui se distinguent par une coquille siliceuse (frustule) finement ornementée souvent bien préservée dans les sédiments des lacs. Leur forte abondance dans presque tous les environnements aquatiques, leur grand nombre d'espèces, la diversité de leurs préférences écologiques et la rapidité de leur réponse aux changements du milieu leur confère un grand intérêt dans l'étude paléoenvironnementale des zones humides. Les diatomées sont extraites des sédiments et analysées. Leur proportion et leur répartition dans les colonnes sédimentaires permettent d'évaluer les conditions hydrologiques ou limnologiques dans l'évolution des zones humides et des lacs étudiés. Dans notre étude, nous allons nous servir des diatomées en tant qu'indicatrices des variations des conditions d'humidité qui régnaient au cœur des tourbières de « *lac* » considérées.

L'implication de plusieurs indicateurs dans une étude paléoécologique permet d'obtenir plus d'informations et de renforcer l'analyse. C'est pourquoi, Karen Seyrieysol combine l'étude des diatomées avec l'analyse d'autres microfossiles siliceux tels que les **kystes de Chrysophycées**, les **phytolithes** et les **spicules d'éponges**.

Comme les Diatomophycées, les Chrysophycées sont des algues unicellulaires. Celles-ci peuvent former des kystes siliceux c'est-à-dire des formes de résistance plus ou moins sphériques. Les phytolithes quant à eux sont des particules micrométriques d'opale qui précipitent dans et entre les cellules des plantes vivantes. Certains phytolithes acquièrent une morphologie comparable à celle de la cellule dans laquelle ils précipitent, ce qui leur confère une valeur taxonomique. Les phytolithes gardent ainsi en mémoire la végétation dont ils sont originaires. Enfin dans les éponges, les spicules sont de minuscules aiguilles de silices ou de calcaire qui séparent deux couches cellulaires. Ces spicules peuvent être isolés ou soudés les uns aux autres formant ainsi une armature rigide.

- **Le lac de Freycenet**

Sur la colonne de Freycenet prélevée dans le centre de la zone humide, les proportions de diatomées, de kystes de Chrysophycées, de **phytolithes** et de **spicules éponges** ont été comptées sur l'ensemble de la colonne sédimentaire. Plusieurs zones se distinguent :

- de **-175 à -162 cm**, les kystes de Chrysophycées sont très nettement dominants dans le sédiment,
- de **-162 à -88 cm**, on observe une importante diminution des kystes de Chrysophycées au profit des diatomées qui représentent l'essentiel des restes siliceux avec un premier pic à -144 cm, puis un second à -96 cm. En parallèle, la quantité de spicules d'éponges augmente pour atteindre son maximum vers -136 cm.
- de **-88 cm à la surface**, les restes siliceux sont partagés entre les diatomées, les kystes et les phytolithes. Les kystes et les phytolithes atteignent leur maximum de présence entre 45 et 10 cm. Après un dernier pic à -31 cm, les éponges disparaissent sur le haut de la colonne.

Concernant les diatomées, 8 zones ont été observées. La zone 1 (175-172cm) a développé très peu d'espèces de diatomées actuelles. A partir de la zone 2 le nombre d'espèces commence à augmenter avec notamment *Stauroneis anceps* la plus abondante (~20%), déjà présente dans la zone 1. *Aulacoseira perglabra* var. *floriniae* devient ensuite la composante principale dans les zones 3, 4 et 5. On observe deux maxima de diatomées à -144 cm dans la zone 4 et à -96 cm dans la zone 5. Dans la zone 4 il s'agit d'un pic important de *Navicula vulpine* et à moindre mesure de *Neidium iridis* et *Stauroneis phoenicenteron*. A partir de la zone 6 la part d'*Aulacoseira perglabra* var. *floriniae* chute brutalement, tandis qu'*Aulacoseira tenuior* augmente. La diversité des diatomées est également beaucoup plus importante à partir de la zone 6 et ce jusqu'en surface. *Aulacoseira perglabra* var. *florinia* sont représentés en petites quantités tandis qu'*Aulacoseira lirata* var. *lacustris* augmente. A la différence des niveaux précédents, on observe une part nettement plus importante de diatomées benthiques.

Les diatomées de la **zone 1** correspondent à la **phase de démarrage de l'étang** et au dépôt des sédiments argileux qui colmatent la base de la dépression, empêchant ainsi l'infiltration de l'eau dans le substrat sous-jacent. La grande quantité de kystes de Chrysophycées est typique de la formation des étangs. La faible proportion de phytolithes dans les **zones 1 et 2** peut correspondre à une **période plus sèche et/ou plus froide**.

La zone 3 a connu une augmentation de diatomées et de spicules d'éponges, mais le niveau d'eau de la zone humide n'avait pas encore atteint son maximum. **C'est dans la zone 4 que le niveau d'eau le plus élevé est enregistré.** En plus d'une part importante de diatomées

on observe également une augmentation des restes siliceux d'éponges (megascclere, gemmosclere). Les éponges exigent une eau relativement claire car elles se procurent les particules nutritives nécessaires à leur survie, soit de la filtration de l'eau, soit d'algues symbiotes qui exigent de la lumière. Leur présence peut indiquer une augmentation des précipitations et/ou aussi un réchauffement des températures. **Les niveaux d'eau diminuent à nouveau dans la zone 5 et restent à un niveau bas de la zone 6 à la 8, avec toutefois des fluctuations.** Les niveaux d'eau les plus bas observés correspondent à une diminution des restes de diatomées, une disparition presque totale des éponges et une augmentation des kystes de Chrysophycées et des phytolithes. L'augmentation des phytolithes est susceptible d'indiquer l'arrivée de la production de grains de céréales dans le secteur ou de suggérer les conséquences des premières traces de drainage. Selon les diatomées, le niveau le plus bas de l'eau semble correspondre aux profondeurs comprises entre -40 et -20 cm. **Entre -40 et -25 cm on remarque toutefois une très légère augmentation du niveau d'eau, avec un maximum à -31 cm,** qui se traduit par un pic d'*A. perglera* var. *florinae* (espèce planctonique) et de spicules d'éponges, une chute des kystes de Chrysophycées et une légère baisse des phytolithes. Ce changement se traduit également dans la stratigraphie (figure 73) d'abord par le passage d'une tourbe fibrique à une tourbe mésique, puis d'un ralentissement de la turfigenèse lorsque le niveau d'eau semble le plus élevé avec la mise en place d'un matériel organo-minéral. **Ce niveau d'eau chute ensuite très rapidement,** peut-être à la suite d'un drainage, **pour atteindre son niveau le plus bas à -20 cm.** La présence d'un drain ayant entraîné l'assèchement brutal de la zone humide permet d'expliquer, malgré certaines traces d'hydromorphie, la formation d'agrégats grumeleux. La zone 7 est également marquée par des fluctuations régulières des niveaux d'eau, sans doute liées à la fermeture du drain ou tout au moins à l'arrêt de son entretien. Là encore le matériel sédimentaire change faisant place à un sol hydromorphe plus argileux. La zone 8, sur la partie supérieure de la colonne, marque un niveau d'eau à nouveau plus important.

On observe ainsi à Freycenet, sur les 40 derniers centimètres, c'est-à-dire sur les 5000 dernières années, des variations importantes et souvent brutales des conditions d'humidité au cœur de la zone humide. Il y a de bonnes raisons de croire que certaines d'entre elles sont d'origine anthropique notamment par le biais de drainages.

- **Le Lac de Collanges**

Tout comme dans le Lac de Freycenet huit zones de diatomées ont été observées :

Dans la **zone 1**, les espèces les plus abondantes appartiennent au genre *Pinnularia*, un groupe benthique. Concernant les microfossiles siliceux, les kystes de Chrysophycées dominent le sédiment.

Dans la **zone 2**, les diatomées planctoniques deviennent importantes, *Aulocoseira perglabra*, *A. lacustris*, *A. subarctica* et *A. laevissima*. On trouve également dans cette zone la présence de *Cymbella heteropleura*, une épiphyte.

Dans la **zone 3**, les espèces planctoniques ont presque disparu, en revanche le nombre d'espèces benthiques a augmenté. Les diatomées trouvées dans les échantillons au dessus de cette zone sont souvent cassées. Tandis que le nombre de valves de diatomées trouvé dans le sédiment diminue, les megascleres et les gemmoscleres d'éponges deviennent importants.

Les **zones 4 et 5** se distinguent par une perte importante de diversité d'espèces. La plupart des échantillons de la zone 5 contiennent très peu ou aucune valve de diatomées. En revanche des kystes de Chrysophycées ont été trouvés de façon significative dans tous les échantillons.

Avec la **zone 6** la biodiversité augmente nettement, en particulier le nombre d'espèces benthiques, alors que les espèces planctoniques, encore présentes, se font plus rares. La proportion de valves de diatomées par rapport aux autres groupes siliceux a augmenté. Les phytolithes sont devenus un élément prédominant tandis que les megascleres et les gemmoscleres d'éponges deviennent dominants sur le haut de cette zone. Les kystes de Chrysophycées quant à eux ont diminué.

Dans les **zones 7 et 8** tous les échantillons contiennent des quantités abondantes de diatomées avec la même biodiversité que dans la zone 6. Cependant, les espèces planctoniques dominent la zone 7 tandis que les espèces benthiques sont plus importantes dans la zone 8. Les restes de kystes de Chrysophycées sont restés approximativement aux mêmes niveaux que dans la zone 6 alors que les restes d'éponges ont diminué. Sur le haut de la zone 7 et au début de la zone 8, les phytolithes augmentent brutalement.

La zone 1 correspond au développement d'un plan d'eau dominé par les kystes de Chrysophycées qui agissent comme éléments de colonisation. Le niveau d'eau devait être de

faible profondeur compte tenu de la présence de beaucoup d'espèces benthiques. La zone 2 marque le niveau d'eau maximum atteint dans la dépression où dominent les espèces planctoniques. Deux espèces alpestres Nordiques, *A. alpine* et *A. subarctica*., apparaissent sporadiquement, il est possible que les conditions climatiques soient devenues trop chaudes pour permettre leur expansion. Le niveau d'eau a commencé à diminuer dans la zone 3 et jusqu'à la zone 5. La grande quantité de megascleres d'éponges trouvée dans la zone 3 peut être mise en parallèle avec l'augmentation des diatomées benthiques et épiphytiques. Comme ces dernières, les éponges ont besoin d'un support solide pour vivre : rochers, branches d'arbres tombés, ou tiges de macrophytes aquatiques. Dans la zone 5, les restes d'éponges disparaissent. Cette zone exempte de valves de diatomées correspond au niveau d'eau le plus bas. Les valves de diatomées trouvées dans cette zone peuvent être le produit de remaniements ou d'une humidité périodique néanmoins insuffisante pour permettre le développement des diatomées. Il est toutefois possible que les kystes de Chrysophycées soient plus résistants à la corrosion, entraînée par une baisse sensible des conditions d'acidité du milieu. Dans la zone 6, des fluctuations de la nappe sont enregistrées, car seuls quelques échantillons contiennent suffisamment de valves de diatomées significatives statistiquement. Les échantillons de la partie supérieure de cette zone révèlent les quantités les plus élevées de gemmoscleres d'éponges, plus de 20% des restes siliceux. Ces restes d'éponges apparaissent généralement lors de périodes de stress hydrique. La diminution du niveau d'eau et l'assèchement du site pourraient donc avoir provoqué ce phénomène. En parallèle, on observe une augmentation importante des megascleres d'éponges généralement associés aux sols mal drainés (Schwandes & Collins 1994). Ultérieurement, dans la zone 7, on observe à nouveau une augmentation du niveau d'eau atteignant pratiquement le niveau de la zone 2. Cependant, entre les échantillons 14-17 cm et 8-12 cm (zones 7 et 8), une baisse rapide du niveau d'eau s'est produite. Sans doute a-t-elle été provoquée par la création d'un drain. Tout comme à Freycenet, on constate que dans les quarante derniers centimètres, les conditions hydrologiques sont variables avec des indices forts de drainage. Comme à Freycenet ces changements se traduisent dans la sédimentation par un ralentissement de la turfigenèse et la formation de matériaux organo-minéraux.

8.2.3.2. L'analyse palynologique

L'analyse palynologique de Collanges a été réalisée sur la même carotte que celle sur laquelle a été faite l'étude des diatomées (figure 73).

Dans un premier temps, à la base de la colonne, de **-195 à -198 cm**, on peut observer une période durant laquelle les taux de *Pinus*, de *Betula* (taxons héliophiles) et de *Poaceae* sont assez élevés. Le taux de pollen d'arbres (A.P.) est de 50 %. Le paysage est donc encore largement ouvert, mais le développement de *Corylus* et de *Quercus* s'amorce. De **-192 à -183 cm**, alors que *Betula* et *Pinus* reculent, *Corylus* au contraire se maintient à des taux élevés (>30%). Le développement de la chênaie mixte se confirme avec l'apparition d'*Ulmus* et de *Tilia*. Ainsi, le paysage se ferme progressivement en préservant néanmoins quelques zones ouvertes comme semble le confirmer le maintien des *Cyperaceae*. L'élévation constante du taux de pollen arboré avec la dominance de *Corylus*, la montée de la chênaie mixte et la quasi-disparition de *Pinus* et de *Betula* illustrent une sensible amélioration climatique, déjà amorcée à la base de la colonne. Cette évolution, caractéristique du **Boréal**, s'accorde parfaitement avec les observations régionales (Beaulieu *et al.* 1984).

A partir de **-180 cm** de profondeur, on constate une baisse rapide des Cypéracées à laquelle s'ajoute la progression continue des A.P. Cette dynamique relève sans doute d'une fermeture toujours plus marquée du paysage. En effet, la chênaie mixte poursuit son développement avec *Corylus* qui se maintient à des taux constants toujours élevés et *Tilia* qui apparaît plus nettement. L'apparition sporadique des grains de pollen de *Fagus* et d'*Abies* témoigne de la présence de ces arbres dans des sites plus ou moins éloignés. Cette fermeture du paysage et le développement de la chênaie mixte, avec notamment l'augmentation des proportions de *Tilia* marque le **début de l'Atlantique**.

Malgré une diminution vers -150 cm de *Corylus* qui reste néanmoins toujours très présent, cette biozone reste relativement stable jusque vers -73 cm de profondeur. Le taux d'A.P. est assez constant. La chênaie mixte semble bien implantée dans le paysage et l'on perçoit toujours en fond l'écho de *Fagus* et d'*Abies*. L'humidité du milieu semble s'intensifier avec la présence de zones d'eau libre révélées par l'apparition des *Nymphaeaceae* et de *Menyanthes*. L'apparition de *Drosera* marque également l'existence probable de sols nus et l'enregistrement de spores de sphaignes à partir de -109 cm révèle un bon fonctionnement de la tourbière. Cette période est d'ailleurs caractérisée par une tourbe plus fibrique et plus claire. Enfin, si l'on enregistre très peu de changements entre -150 et -73 cm, on constate toutefois,

vers -82 cm, une disparition de *Menyanthes* et des *Nymphaeaceae* traduisant la réduction des zones d'eau libre.

A partir de -73 cm de profondeur, on observe une évolution notable du paysage. La chênaie se raréfie alors que *Fagus* et *Abies* se font légèrement plus présents et que *Pinus* enregistre un pic d'abondance à -66 cm. Au cours de cette période les Cypéracées profitent de ce milieu ouvert et d'un substrat relativement humide pour se développer en masse tandis que les fougères colonisent les espaces dégradés. Les Poacées entament également un retour à partir de -53 cm de profondeur. Les nombreuses fluctuations enregistrées dans la courbe de *Pinus* et les taux élevés atteints par cet arbre au cours de cette période peuvent être liés à des coupes réalisées dans la chênaie mixte permettant la croissance de cet arbre et/ou un dépôt plus important de son pollen.

Vers -43 cm, on observe un nouveau changement avec une baisse notable des taux de *Pinus* au profit de *Betula* et de *Corylus*. De même on remarque la chute soudaine de *Tilia* et le retrait progressif de *Quercus*.

A -23 cm, les taux de *Fagus* et *Quercus* enregistrent un bref sursaut aux dépens de ceux d'*Abies* et de *Pinus* dont les taux s'infléchissent brusquement. Le déclin rapide des *Cyperaceae* à -23 cm pourrait indiquer la création d'un premier drain, comme le montrent aussi d'ailleurs les résultats de l'analyse des diatomées. Les anomalies observées dans cette zone pourraient donc résulter d'une emprise de l'Homme, même si l'on ne perçoit pas directement cet impact au niveau qualitatif des taxons, notamment avec l'absence de céréales et du cortège classique de rudérales et de messicoles.

Enfin, sur le haut de la colonne l'observation microscopique a révélé une mauvaise conservation du matériel sporo-pollinique ce qui se traduit par des sommes polliniques réduites (de -8 à -12 cm) et une faible diversité taxinomique (-4, -8 et -12 cm). Cette rareté des grains de pollen pourrait être la conséquence du drainage de la zone humide constaté *in situ*. Ainsi, la partie supérieure du lac-tourbière de Collanges ne permet pas de reconnaître exactement l'évolution paléoenvironnementale la plus récente.

L'attribution chronologique de cette partie du diagramme pollinique située entre -73 cm et la surface est délicate. Du point de vue palynologique, les changements observés traduisent globalement une phase d'ouverture importante du paysage. En témoignent la chute des taux de pollen de *Quercus*, *Tilia*, *Corylus*, le développement de *Pinus*, taxon héliophile, et l'extension des *Cyperaceae*. Cette évolution ne trouve un équivalent que dans l'ensemble Subboréal -

Subatlantique d'autres sites du Velay (Beaulieu *et al.* 1984), *Fagus* et *Abies* jouant à Collanges un rôle particulièrement discret.

Les dates obtenues à -41-43 cm et -32-34 cm (respectivement 5279-4833 et 4512-4291 cal. BP) s'inscrivent bien dans le Subboréal, tandis que le Subatlantique commencerait à -20-23 cm (2957-2746 cal. BP), ce qui est conforme aux dates communément admises pour cette chronozone.

En revanche, le début du développement discret de la hêtraie qui apparaît dès -73 cm, et devrait coïncider avec la transition entre l'Atlantique et le Subboréal, est ici daté de 6276-5914 cal. BP. Cette date serait donc trop vieille au vu des repères acquis ailleurs dans le Massif Central et considérés comme fiables. En effet, l'installation du hêtre y est souvent plus récente voire tardive selon les secteurs (Miras 2004 ; Cubizolle & Argant 2005). Cependant, des dates proches de celles de Collanges (entre 5550 +/- 100 et 5410 +/- 80 BP) ont été obtenues à Landos ou au Bouchet par exemple, et rejetées par les palynologues (Beaulieu *et al.* 1984). Une autre solution est d'admettre qu'il existe un hiatus de sédimentation affectant la fin de l'Atlantique et le début du Subboréal dans ces sites, du moins à Collange. On observe d'ailleurs à cette même profondeur une transition brutale entre une tourbe fibrique et une tourbe méso-fibrique plus foncée. Ce changement d'aspect de la tourbe pourrait aller dans ce sens.

8.2.4. Discussion

Les données recueillies à Collanges et à Freycenet nous ont permis de reconstituer la mise en place des formations tourbeuses dans les petites dépressions fermées du Nord Devès. Ainsi, ces zones humides sont nées dans un premier temps de l'imperméabilisation du fond des dépressions par les formations argileuses à gley observées à la base. Ainsi, après une phase de sédimentation minérale en condition réductique, il semblerait que les niveaux d'eau se soient abaissés permettant le développement d'un horizon noir à anmoor vers la deuxième moitié du Boréal. Cette période semble en effet être marquée par un faible niveau d'eau comme l'atteste la présence dominante des espèces benthique dans les restes siliceux. Avec la fin du Boréal, les espèces benthiques ont rapidement cédé la place aux espèces planctoniques témoignant d'une hausse des niveaux d'eau, sans doute liée à une augmentation sensible des précipitations et donc de l'humidité. Dès lors, les conditions deviennent propices au développement de la tourbe. Dans ce contexte le développement de la végétation est d'ailleurs

clairement souligné par les nombreux grains de pollen arborés qui atteignent quasiment un taux maximum (optimum climatique). Cette situation générale a sans doute été responsable d'une augmentation sensible des apports en substances humiques contenues dans l'eau. De ce fait, à Collanges comme à Freycenet, l'eau est devenue de moins en moins oligotrophe. Par la suite, une possible diminution du pH a sans doute été accélérée par la baisse progressive du niveau d'eau qui a permis le développement des sphaignes visibles dans le diagramme palynologique de Collanges à partir de 109 cm de profondeur. Ces modifications physico-chimiques de l'eau, auxquelles on peut ajouter une possible augmentation de la température, sont probablement responsables de la mauvaise conservation des diatomées entre -120 et -73 cm de profondeur dans la tourbière de Collanges. Comme la surface du lac de Freycenet est plus grande et sa dépression plus profonde, la tranche d'eau est généralement plus importante qu'à Collanges. Cette différence de morphologie explique probablement la meilleure conservation des restes siliceux présents dans les sédiments de cette zone humide. Durant cette période, à Collanges, le niveau de la nappe devait être légèrement affleurant avec des battements saisonniers. Cela expliquerait la part dominante des kystes de Chrysophycées et l'absence d'algues de -94 à -81 cm de profondeur.

A Collanges et à Freycenet, on constate à partir des profondeurs respectives de -73 et -88 cm la présence d'une plus grande diversité des restes siliceux dont une part importante d'espèces benthiques. Si les datations tendent à indiquer la deuxième moitié de l'Atlantique, la palynologie en revanche situe ce changement avec le début du Subboréal, alors que le paysage tend à s'ouvrir au détriment de la chênaie mixte. A Freycenet, ce changement marque clairement un abaissement du niveau de la nappe correspondant à des fluctuations saisonnières, à Collanges la situation est plus irrégulière. A Freycenet comme à Collanges, le Subboréal se traduit également dans la sédimentation par un recul de la turfigenèse avec la mise en place de matériaux organo-minéraux à partir de 4950 à 4750 cal. BP. Dans un premier temps, ces matériaux semblent avoir été mis en place lors d'une légère augmentation du niveau d'eau. S'il s'agissait d'une intervention d'origine anthropique, celle-ci traduirait une volonté de mise en eau de ces dépressions. Cette hypothèse semble difficile à imaginer compte tenu de l'absence de tributaire. Ces changements de faciès peuvent également traduire une mise en culture des bords de ces dépressions entraînant par ruissellement, une augmentation de la part de matériel minéral dans la dépression. Cependant, aucune trace visible d'agriculture n'a pu être identifiée dans le diagramme du fait d'une mauvaise conservation du matériel dans cette zone.

En revanche, le début du Subatlantique est souligné à Collanges par une baisse rapide des conditions d'hydromorphie indiquant sans doute la création d'un premier réseau de drain d'origine anthropique. Au même moment, on observe également une chute brutale de *Pinus* et d'*Abies* et au contraire un pic de *Fagus*. Une chute brutale de l'hydromorphie a également été identifiée sur les vingt premiers centimètres de la colonne de Freycenet, c'est-à-dire à la même profondeur qu'à Collanges. Malheureusement aucune date ne permet de corréliser plus précisément ce changement avec celui de Collanges.

Autrement dit, les changements observés sur le haut des colonnes sédimentaires de Collanges et de Freycenet semblent être le résultat d'une combinaison de facteurs climatiques et d'interventions humaines. Comme très souvent au cours de cette période, la difficulté est de déterminer les parts de responsabilité de chacun.

Quoi qu'il en soit, il apparaît que les deux tourbières de Collanges et de Freycenet ont fonctionné de manière analogue avec quelques différences sans doute d'origine hydro-géomorphologique, telles que la surface et la profondeur des dépressions.

9. La signification de l'évolution des tourbières du Devès à l'échelle du Massif Central oriental

Les travaux menés sur les tourbières du Massif Central oriental granitique ont permis d'obtenir une bonne connaissance des périodes de démarrage de la tourbe au cours de l'Holocène (Tourman 2000 ; Cubizolle 2005). La question était de savoir si les résultats obtenus dans le domaine volcanique du Devès présentaient un caractère local ou s'ils s'inscrivaient dans une dynamique régionale à l'échelle du Massif Central oriental, voire d'autres régions géographiques des moyennes latitudes.

9.1. La répartition chronologique du démarrage des tourbières

9.1.1. Dans le Massif Central oriental

Cette question s'appuie sur un grand nombre de datations par le radiocarbone mais aussi sur un échantillon important de tourbières. Sur les 64 tourbières déjà datées dans le Massif Central oriental granitique (Cubizolle 2005), nous en ajoutons ici 4 du domaine volcanique, élargissant ainsi le caractère régional des résultats. Sur ces 68 tourbières datées selon les mêmes méthodes, seules les dates les plus anciennes obtenues dans les couches basales ont été retenues pour cette analyse.

Dans le domaine volcanique comme dans le domaine granitique il faut attendre le Préboréal pour que s'amorce véritablement la mise en place des tourbières (figure 75, figure 76). Cependant cette période apparaît comme peu favorable à la turfigenèse puisque, sur l'ensemble du Massif Central oriental, seules 3 tourbières sont datées de cette période (La Chaulme et Molhiac dans les Monts du Forez méridional et Ribains dans le Devès).

Il faut attendre le Boréal pour que le nombre d'apparition de tourbières devienne significatif. Et c'est la deuxième moitié du Boréal qui apparaît comme la période la plus favorable au démarrage de la turfigenèse (figure 75, figure 76).

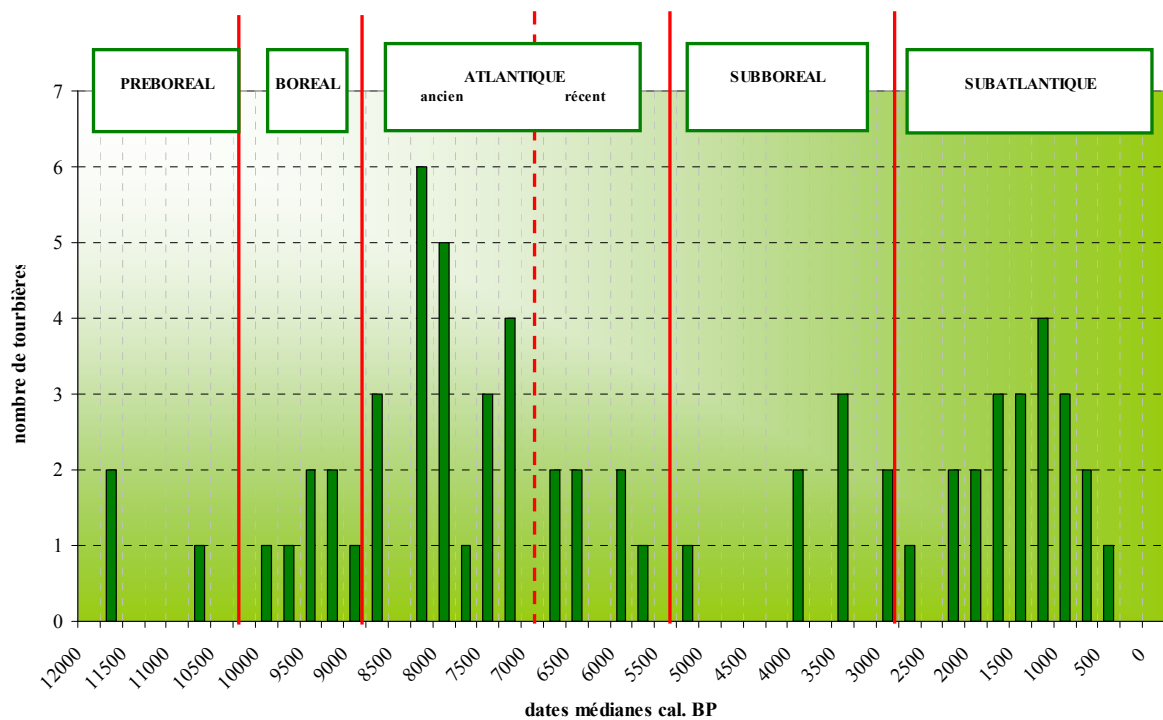


Figure 75 : Diagramme de distribution des dates de démarrage de 68 tourbières du Massif Central oriental (dates radiocarbones calibrées BP, intervalles de 250 années réelles)

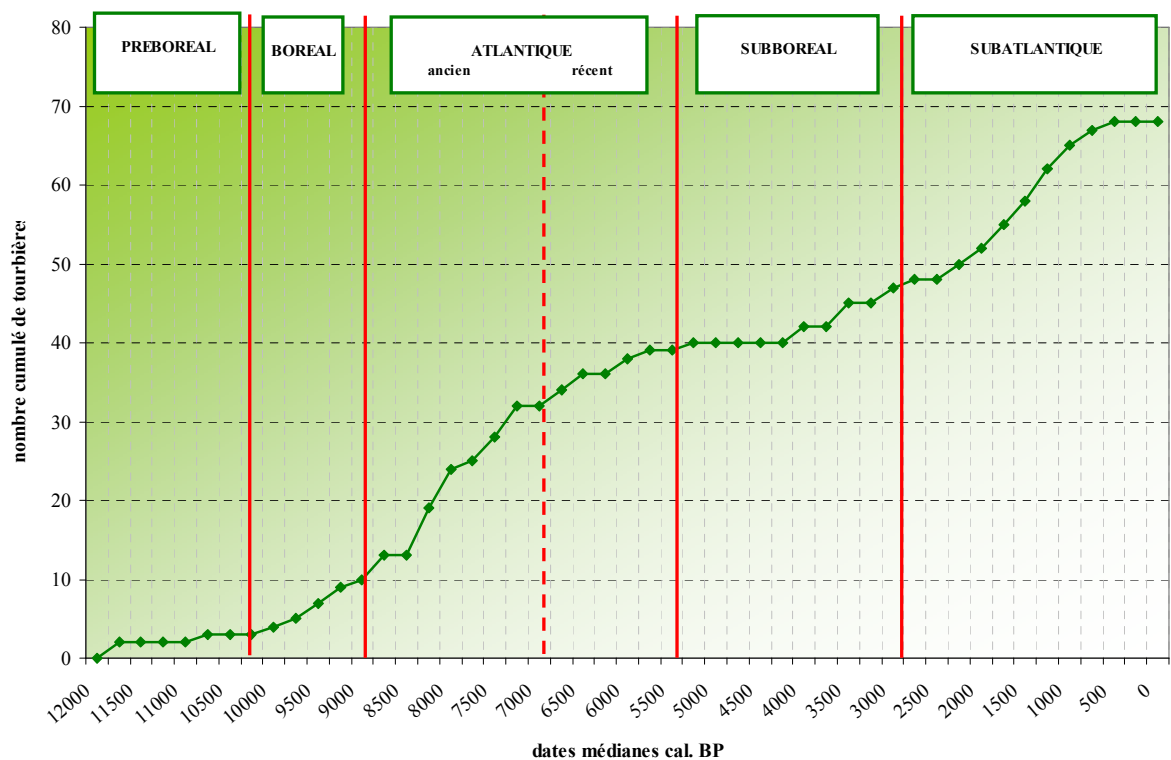


Figure 76 : Courbe cumulative des 68 tourbières datées apparues à l'Holocène (dates radiocarbones calibrées BP, intervalles de 250 années réelles)

Cette évolution s'affirme au cours de l'Atlantique ancien avec un premier pic de démarrage entre 8500 et 8000 cal. BP. Les 9 tourbières datées de cette courte période représentent 13 % des 68 tourbières étudiées. Ce pic est doublé d'un second entre 7750 et 7250 cal. BP. Si l'on considère une seule et même période, comprise entre ces deux pics, la valeur statistique mesurée sur l'échantillon total atteint 22 %. Autrement dit, **plus de 1/5^{ème} des tourbières actuellement datées dans le Massif Central oriental, domaine granitique et volcanique réunis, sont apparues au cours de l'Atlantique ancien, entre 8500 et 7250 cal. BP.**

A partir de l'Atlantique récent, on observe un ralentissement suivi d'une absence de démarrage dans la première moitié du Subboréal entre 5250 et 4250 cal. BP. La deuxième moitié du Subboréal marque un regain dans la mise en place de nouvelles tourbières. Le phénomène s'accélère ensuite au Subatlantique essentiellement entre 2000 et 1000 cal. BP.

Au final, lorsqu'on observe la répartition statistique des dates de démarrage de la tourbe (figure 77) sur l'ensemble des 68 tourbières datées dans le Massif Central oriental, on observe deux grandes périodes de turfgenèse, l'Atlantique ancien avec 32 % et le Subatlantique avec 31 %. Le Préboréal représente la part la plus faible avec 4 %. Le Boréal avec 12 % annonce les premiers signes d'une période plus favorable à la turfgenèse. Enfin, l'Atlantique récent et le Subboréal sont des périodes semble-t-il très peu favorables à l'accumulation de la tourbe.

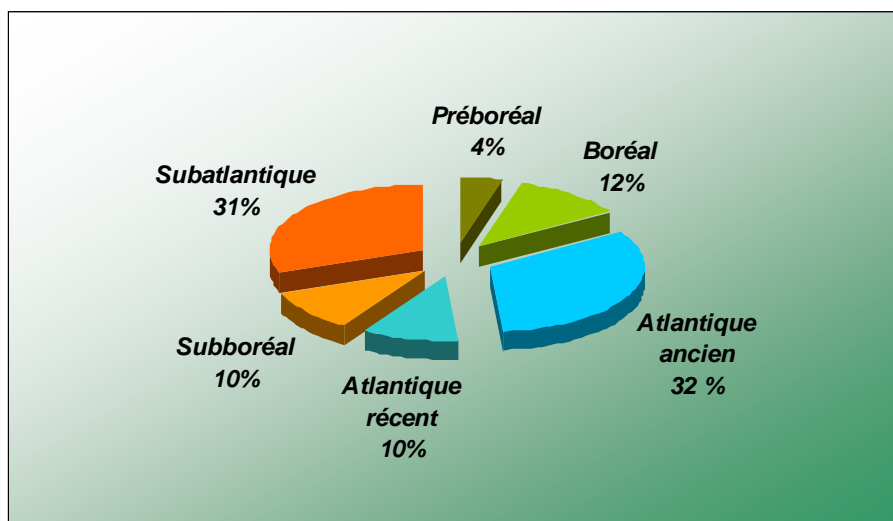


Figure 77 : Proportion par chronozone des dates de démarrage de la tourbe dans le Massif Central oriental

9.1.2. A travers la bibliographie

Sur le plateau des Millevaches, en Limousin, dans l'Ouest du Massif Central, des données récentes et précises ont permis de mieux connaître la question du démarrage de la turfigenèse dans cette région (Miras 2004). Ainsi, sur 7 tourbières étudiées, 5 se sont révélées être du Boréal ou de l'Atlantique. Ces résultats s'inscrivent donc dans le même schéma que celui décrit dans le Massif Central oriental.

Les autres datations disponibles dans le Massif Central ne sont généralement pas destinées à déterminer le démarrage de la turfigenèse mais à caler chronologiquement certains changements biogéographiques. Ces données concernent pour l'essentiel les travaux de palynologie (Reille *et al.* 1985 ; Guenet 1986 ; Beaulieu *et al.* 1988 ; Vergne 1989). Malgré tout, ces données fournissent des repères chronologiques non négligeables lorsque la colonne sédimentaire est décrite avec précision. Là encore, le Boréal et l'Atlantique apparaissent clairement comme des périodes durant lesquelles se mettent en place de nombreuses tourbières.

Dans la chaîne jurassienne, « *le développement de la tourbe est rarement antérieur au début de l'Atlantique ou en tout cas le précède de très peu de temps. Dans les tourbières d'altitude, le développement de la tourbe suit immédiatement le dépôt du gyttja et semble de ce fait, coïncider avec le début de l'Atlantique [...]* » (Campy & Richard 1987)

Pour obtenir des travaux sur le démarrage de la tourbe, il faut chercher plus loin dans la bibliographie internationale. Les travaux les plus comparables à ceux menés dans le Massif Central oriental ont été conduits par Korhola (1995) sur les tourbières du Sud de la Finlande. Ces données axées sur le démarrage de la turfigenèse sont particulièrement intéressantes puisqu'elles concernent un échantillon de 71 tourbières. Il a été possible de réunir sur un même graphique les courbes cumulées des datations radiocarbone, rapportées en cal. BP, des couches basales de tourbe des deux régions d'Europe (figure 78).

Dans le Sud de la Finlande, les dates s'échelonnent entre 10758 et 953 cal. BP (Korhola 1995) contre 11936 et 604 cal. BP dans le Massif Central oriental. Ainsi, dans un cas comme dans l'autre les résultats obtenus s'étendent sur toute la période de l'Holocène, ce qui rend d'autant plus intéressant cette comparaison. Les deux courbes montrent une forte corrélation jusqu'au début du Subboréal. Malheureusement, dans l'article développé par Korhola (1995), l'absence de tableau récapitulatif des dates exactes de démarrage de la turfigenèse, ne permet pas d'affiner l'analyse statistique. C'est pourquoi cette comparaison repose uniquement sur la

courbe cumulative. Il est précisé cependant que le démarrage des tourbières du Sud de la Finlande s'accélère au cours de deux principales phases : entre 8000 et 7300 cal. BP et 4300 et 3000 cal. BP. Les périodes les moins actives sont comprises entre 7300 et 4300 cal. BP et après 3000 cal. BP.

La première période importante dans l'apparition des premières couches de tourbe des tourbières méridionales de la Finlande est très proche de celle du Massif Central oriental, comprise quant à elle entre 8500 et 7500 cal. BP. A la fin de l'Atlantique, les deux courbes se distinguent clairement. Après un ralentissement commun dès la fin de l'Atlantique ancien, la courbe s'accélère à nouveau pour la Finlande dès la deuxième moitié de l'Atlantique récent, alors que dans le Massif Central oriental celle-ci devient nulle lors de la première moitié du subboréal. Si la tendance est à nouveau à la hausse dans le Massif Central à partir de la deuxième moitié du Subboréal, elle reste néanmoins moins nette qu'en Finlande. Enfin, au Subatlantique la tendance s'inverse avec un ralentissement important de la turfigenèse en Finlande et une accélération rapide dans le Massif Central oriental.

Les observations faites dans d'autres régions géographiques des moyennes latitudes confirment l'augmentation très rapide du nombre de tourbières à partir du Boréal et leur multiplication à l'Atlantique ; voici quelques exemples :

- Dans le Nord de l'Angleterre de nombreuses tourbières sont apparues entre 8000 et 5000 cal. BP (Hugues *et al.* 2000 ; Barber *et al.* 2003). Dans une synthèse réalisée à partir de 57 dates de couche de tourbe basale provenant d'Angleterre et du Pays de Galles (Tallis 1991), aucune n'est antérieure au Boréal et 15 se répartissent entre 9000 BP et 6000 BP, soit entre 10000 et 6800 cal. BP, les autres se répartissent entre 6000 BP et 1500 BP.
- En Irlande du Nord sur 54 tourbières datées à travers différentes études menées dans cette région, 24 ont démarré entre le Boréal et l'Atlantique (Reffay 1972).
- Dans l'Ouest de la Sibérie, vers 55° de latitude Nord, 60 tourbières soit 44% des 137 tourbières datées sont apparues avant 8000 cal. BP, dont 44 tourbières entre 11000 et 10000 cal. BP c'est-à-dire près d'un tiers des tourbières datées (Kremenetski *et al.* 2003).
- Au Québec-Labrador, au Sud du 52^{ème} parallèle, dans les régions débarrassées des glaces au cours du Tardiglaciaire, la principale période de paludification s'étend

de 10 000 BP à 6000 BP (Payette et Rochefort 2001), soit entre 11500 et 6800 cal. BP.

- Dans l'Ouest du Canada, les dates obtenues indiquent aussi globalement un démarrage qui s'affirme entre 9000 et 8000 BP (Halsey *et al.* 1998 ; Bauer *et al.* 2003 ; Yu *et al.* 2003) soit approximativement entre 10000 et 8800 cal. BP.

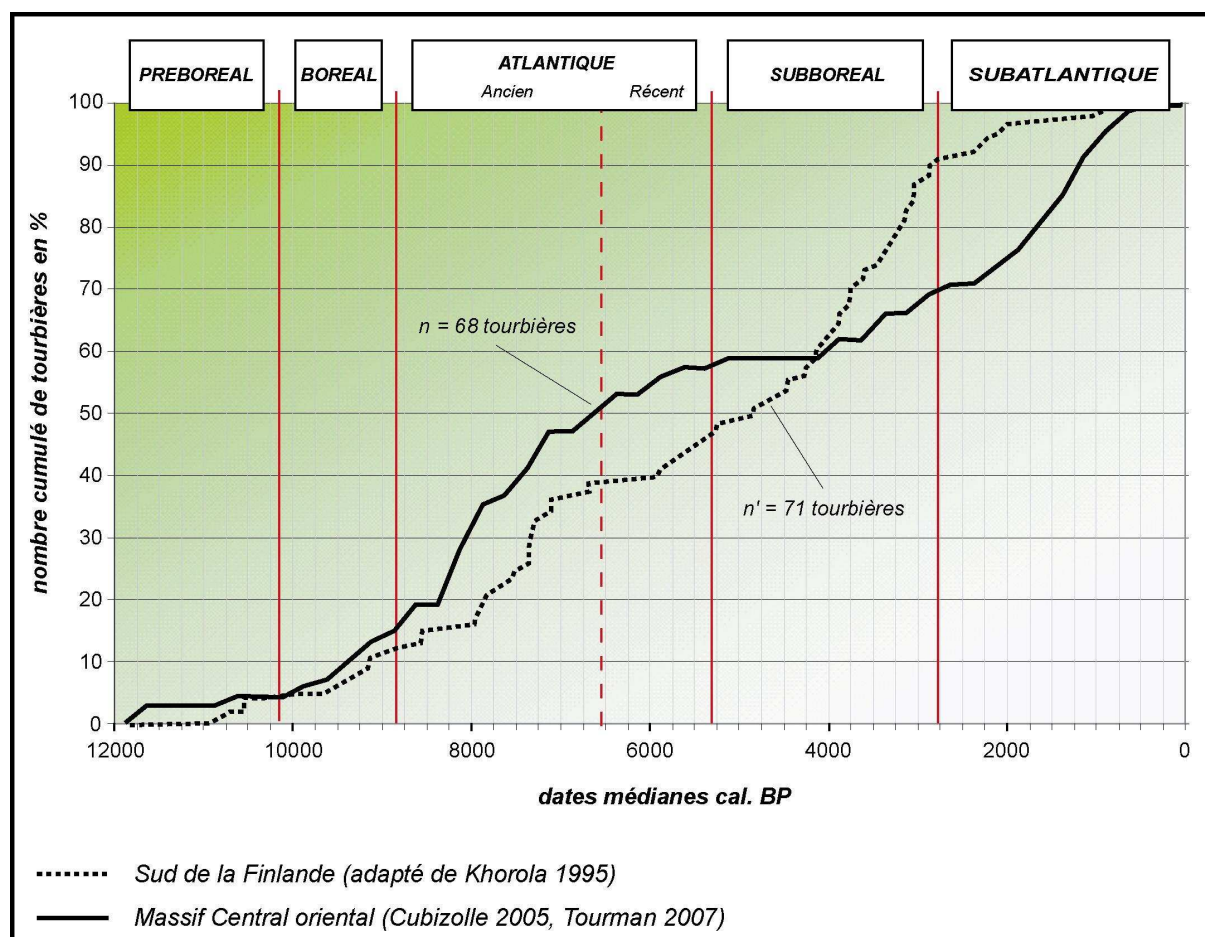


Figure 78 : Comparaison entre la courbe cumulative des dates de démarrage des tourbières du Massif Central oriental et celle des tourbières du Sud de la Finlande (Khorola 1995).

Aux vues des sources bibliographiques, il apparaît clairement que les résultats observés dans les autres régions des moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, vont dans le même sens que ceux obtenus dans le Massif Central oriental, tout type de tourbières confondus.

Il convient maintenant de s'interroger sur la cause de cette intensification de la turfigenèse au Boréal et à l'Atlantique.

9.2. Le rôle déterminant du climat dans le démarrage de la turfigenèse au cours de la première partie de l'Holocène

Comme le fait remarquer Cubizolle (2005), l'importance du facteur climatique est suffisamment claire pour expliquer non seulement les premiers temps forts de la turfigenèse mais également le très faible nombre de tourbières anté-Holocène. Quoi qu'il en soit, l'apparition des tourbières n'a pu se faire qu'après la déglaciation. Or dans le Velay volcanique, la séquence du lac du Bouchet situe le maximum d'extension des glaciers, extrêmement froid et quasi-désertique autour de 19 300 BP (Reille 1990b), soit environ 23 000 cal. BP. Les premières traces de colonisation des sols nus par une végétation steppique, illustrant la toute première amélioration climatique du Tardiglaciaire, est datée à 15 800 +/- 900 BP sur la séquence du Bouchet (Beaulieu *et al.* 1988 ; Reille & Beaulieu 1988), soit une date médiane se situant autour de 18 700 cal. BP.

9.2.1. La place du Tardiglaciaire

Si l'on considère uniquement les données du Massif Central sur plusieurs dizaines de sites étudiés par les palynologues, seulement neuf semblent révéler une turfigenèse Tardiglaciaire (Cubizolle 2005) :

- sur la bordure Nord du Cantal, fin du Dryas ancien au lac du Mont Bélier, (Beaulieu *et al.* 1982),
- sur la planèze de St-Flour, fin du Dryas récent au lac du Saillant (Reille *et al.* 1985),
- en Margeride (Reille *et al.* 1985 ; Reille 1991), début Dryas récent à l'Estivalet et au plus tard début du Dryas récent au Fouon de la Bique,
- sur la bordure Nord du Cézallier, Bølling à Chambedaze 4 (Guenet & Reille 1988),
- dans le Velay, Bølling à la Sauvetat dans le Velay (Beaulieu *et al.* 1984) et Dryas récent au Marais de Limagne (Beaulieu *et al.* 1984)
- dans le Forez, Bølling à Braveix (Francez 1990) et Allerød à Gourgon (Cubizolle & Porteret inédit)

Quelques autres pourraient exister en Artense (Vergne 1989 ; Guenet 1993).

En dehors du Massif Central, on peut ajouter aussi la tourbière de l'Anse du Verger, au Nord de la Bretagne se situe quant à elle à la charnière entre le Dryas récent et le Préboréal, avec un démarrage daté à 10 320 +/- 120 BP (12 150 cal. BP).

D'un point de vue bioclimatique le Tardiglaciaire est marqué par une alternance de phases relativement froides (Dryas ancien et Dryas récent) et de phases tempérées (Allerød et Bølling). Le Dryas ancien, indique un climat encore sec et froid marqué par l'extrême rareté de l'arbre. En revanche lors du complexe Bølling-Allerød on voit apparaître un peu partout dans le Massif Central les premières extensions de *Juniperus* vers 12 500 BP (14 600 cal. BP) généralement suivi de *Betula* (Beaulieu *et al.* 1988), marquant une amélioration sensible des conditions climatiques. Malgré tout, lors de cet interstade, le territoire vellave est resté très peu boisé avec la seule présence de quelques îlots et la persistance des espèces steppiques, surtout *Artemisia* (Beaulieu *et al.* 1984, 1988). Enfin, la péjoration climatique du Dryas récent est marquée par une baisse importante du pollen arboré. Cette dernière étape du Tardiglaciaire est encadrée dans le Velay, par la séquence de Landos, entre 10410 +/- 180 et 9880 +/- 160 BP (12 200 et 11 400 cal. BP). Cette chute si brutale des arbres peu probablement être expliquée par le faible boisement de l'interstade Tardiglaciaire.

Ainsi, malgré une nette amélioration des conditions climatiques post-würmienne, le Tardiglaciaire, encadré par deux périodes encore froides et arides, ne semble pas avoir été très propice à la mise en place des tourbières. Globalement, la rareté des tourbes datées de cette période et les conditions bioclimatiques décrites précédemment suggèrent que la turfigenèse Tardiglaciaire soit restée un phénomène tout à fait exceptionnel nécessitant des contextes géomorphologiques extrêmement favorables au piégeage de l'eau (Cubizolle 2005). C'est essentiellement le cas de tourbières installées dans d'anciennes dépressions lacustres d'origine glaciaire, telles que celles du Mont Béliet et de Chambedaze, ou d'origine volcanique comme à la Sauvetat ou au marais de Limagne.

9.2.2. L'importance du Boréal et de l'Atlantique

La grande majorité des chercheurs corrélient la multiplication du nombre de tourbières avec l'avènement de conditions bioclimatiques plus chaudes et sensiblement plus humides de

la première partie de l'Holocène (Conway 1954 ; Godwin 1981 ; Succow & Lange 1984 ; Tallis 1991 ; Casparie & Streefkerk 1992 ; Chambers 1993 ; Moore 1993 ; Payette & Rochefort 2001 ; Charman 2002 ; Kremenetski *et al.* 2003).

Après le Tardiglaciaire, l'amélioration climatique holocène s'établit et progresse jusqu'à un « *optimum climatique* » lors de la période Atlantique. A travers la palynologie, le début de l'Holocène se traduit par une augmentation et une diversification du couvert végétal (*Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*) liées au réchauffement climatique (Beaulieu *et al.* 1988). Dans la première partie du Préboréal, le paysage végétal est dominé par des forêts boréales ouvertes traduisant un climat encore relativement frais et peu arrosé. Au Bouchet, Pailles (1989) note à travers l'étude des diatomées que « *les conditions enregistrées pendant le Dryas récent persistent pendant une partie du Préboréal* ». En revanche, dans la seconde moitié du Préboréal, les essences steppiques reculent au bénéfice de formations prairiales et de taxons mésophiles. Cette évolution se traduit par une fermeture du couvert arboréen. Dans le Velay, « *cette dynamique forestière, qui ne laisse plus subsister que quelques rares îlots épars d'Artemisia, aboutit à un boisement exprimé à la fin du Préboréal par un taux de pollens arborés qui atteint 80% en Limagne I* » (Beaulieu *et al.* 1984). En plus du boisement, le changement de flore enregistré dans le Bouchet (Pailles 1989) indique également le début d'un réchauffement.

Malgré des conditions bioclimatiques plus favorables à partir du Préboréal, les données obtenues à partir des datations des couches de tourbe basale montrent clairement que cette période apparaît comme nettement moins opportune à la turfigenèse que le sont le Boréal et l'Atlantique.

Durant le Boréal, le réchauffement annoncé dès la fin du Préboréal s'amplifie, notamment avec la présence d'une importante forêt de *Corylus* où *Quercus* fait peu à peu son apparition (Beaulieu *et al.* 1984 ; Pailles 1989). C'est d'ailleurs à partir de cet instant que les tourbières commencent véritablement à se mettre en place.

Le réchauffement progressif du climat semble toutefois avoir été interrompu par un évènement froid au tout début de l'Atlantique ancien, entre 8400 et 8000 cal. BP (Alley *et al.* 1997) et centré sur 8200 cal. BP (Grafenstein (Von) *et al.* 1998 ; Klitgaard-Kristensen *et al.* 1998 ; Veski *et al.* 2004). Cet évènement repéré en de nombreux endroits du globe (Yim *et al.* 2006) est attribué à la fonte des glaces Laurentiennes provoquant la décharge brutale d'une grosse quantité d'eau douce et froide dans l'Atlantique Nord (Klitgaard-Kristensen *et al.* 1998). Dans le Massif Central cet évènement ne semble pas avoir eu de conséquences

clairement identifiables. Dans les Alpes et le Jura, il est en revanche généralement associé à des hausses des niveaux lacustres accompagnées d'une avancée des glaciers témoignant d'un climat plus froid et plus humide. Cependant, si l'on tient compte des variations des niveaux lacustres du lac Bouchet, on peut noter une petite hausse de 2 mètres de sa tranche d'eau (Pailles 1989). Cette augmentation du niveau d'eau peut-elle être associée à cet événement climatique de 8200 cal. BP ? On constate néanmoins, dans le diagramme de répartition des âges de démarrage des tourbières du Massif Central oriental (figure 75), que durant la période comprise entre 8200 et 8500 cal. BP, aucune tourbière ne s'est mise en place. Il est ainsi légitime de se demander si le coup de froid de 8200 cal. BP a pu jouer un rôle dans la mise en place des tourbières. Dans ce cas le froid aurait ralenti le développement de la végétation et ainsi probablement limité les dépôts de matière organique et la vitesse d'accumulation de la tourbe.

Quoi qu'il en soit, une importante période de mise en place des tourbières (8200-7750 cal. BP) a suivi directement cet épisode froid et s'est prolongé tout au long de l'Atlantique ancien. Ce processus semble ainsi traduire le retour de conditions à nouveau plus favorables à la turfigenèse telles qu'elles avaient pu être amorcées au Boréal.

L'analyse de la courbe cumulative des dates de démarrage des tourbières du Massif Central (figure 78) montre encore une dernière phase majeure lors du Subatlantique. Compte tenu du fait que dans le Devès aucune tourbière n'est datée de cette période, nous ne développerons pas cette phase favorable à la turfigenèse attribuée essentiellement à des modifications d'origine anthropique (Cubizolle 2005; Cubizolle *et al.* 2003 ; Cubizolle *et al.* 2004 c ; Cubizolle *et al.* 2005).

9.3. Discussion

Nous savons que la naissance et le développement d'une tourbière dépendent d'une part de facteurs externes, tels que le climat et le contexte géomorphologique qui agissent aux échelles régionales et à celle du bassin versant et d'autre part de facteurs internes, comme l'hydrologie et la dynamique végétale, perceptibles à l'échelle stationnelle (Clymo 1991 ; Moore 1993).

Globalement, d'un point de vue climatique, entre 9000 et 6000 BP (10 000 - 6800 cal. BP), les enregistrements dans les zones continentales de plaine et d'altitude témoignent, en

domaine non méditerranéen, d'une oscillation entre des conditions froides et chaudes et d'une tendance à l'humidité (Clavé 2001). Dans le Massif Central oriental, comme dans d'autres régions plus éloignées, comme la Finlande (Khorola 1995), l'Ouest de la Sibérie (Kremenetski 2003) ou encore l'Ouest du Canada (Zoltai & Vitt 1990 ; Zoltai 1995 ; Halsey *et al.* 1998), tout porte à croire que dans la première moitié de l'Holocène, ces changements climatiques ont permis le déclenchement de la turfigenèse.

Cette conclusion n'exclut cependant pas la formation de tourbe anté-holocène. Nous avons en effet vu qu'il existait plusieurs cas de tourbière Tardiglaciaire malgré des conditions climatiques nettement moins favorables. Mais dans ces cas, le contexte géomorphologique a joué un rôle prépondérant permettant de compenser l'aridité du Tardiglaciaire.

Conclusion de la 3^{ème} Partie

La tourbe représente un type d'archive sédimentaire particulièrement adapté à l'étude des paléoenvironnements. Ce matériel bénéficie d'une bonne fiabilité des datations par le radiocarbone et assure une bonne qualité de conservation du matériel accumulé en son sein.

Cette étude paléoenvironnementale s'appuie sur une analyse stratigraphique visant à identifier et à expliquer la signification paléoenvironnementale des changements de faciès observés à travers les 4 sites développés dans la 2^{ème} partie. L'accent est mis sur le démarrage de la turfigenèse. Ce changement dans la sédimentation représente une base commune à chacun des sites tourbeux et peut être révélateur de changements environnementaux importants. Mais l'appréciation des couches basales n'est pas sans difficulté. Pour cela, il est fondamental de bien connaître le contexte hydro-géomorphologique et l'organisation stratigraphique générale des sites étudiés, ce qui a fait l'objet de la 2^{ème} partie de ce mémoire. De cette façon nous pouvons juger de la pertinence des contacts sur lesquels repose l'analyse.

La seule approche stratigraphique réduit considérablement l'analyse. C'est pourquoi nous nous sommes appuyé sur un cortège de datations par le radiocarbone ainsi que sur plusieurs études paléoécologiques (macrorestes, palynologie et diatomées). Notons que toutes ces analyses n'ont pas été menées sur tous les sites.

Au cœur du maars de Ribains, une phase lacustre a précédé le développement de la tourbière. Au travers des dates obtenues à la base de la tourbe, il apparaît que le démarrage de la turfigenèse s'est produit dès la première moitié du Préboréal à la faveur d'un abaissement de la tranche d'eau du lac. Cet événement est sans doute provoqué par une augmentation des températures, doublé d'un climat encore sec. Malgré tout, le climat semble avoir été favorable à la turfigenèse, comme l'indiquent les mesures approximatives des vitesses d'accumulation de la tourbe. Celles-ci atteindront un maximum lors du Boréal. L'existence de paléo-bassins et d'îlots exondés au cœur de la tourbière suppose que les processus de comblement ne se sont pas succédés de manière régulière. Alors que certains secteurs de la tourbière avaient engagé un processus de paludification, d'autres en étaient encore à la phase d'atterrissement, notamment à partir de radeaux de tourbe limnique. Cette hétérogénéité des processus de comblement va ainsi compliquer la lecture des datations.

A la différence de la tourbière de Ribains, les tourbières des « *lacs* » du Devès n'ont pas connu de phase lacustre. Lors du démarrage de la tourbe, à la charnière du Boréal et de l'Atlantique, soit environ 2000 ans plus tard qu'à Ribains, il s'agissait de petites pièces d'eau intermittentes rythmées par un battement saisonnier.

Il est important de remarquer que l'histoire du démarrage des trois tourbières de Collanges, Freycenet et La Gimberte est intimement liée. En effet, ces trois sites ont un démarrage stratigraphiquement équivalent qui s'est fait de manière synchrone. Ces résultats laissent supposer l'existence d'un signal paléoenvironnemental commun qui ne peut être à cette période que d'origine climatique.

Le cortège de datation qui se répartit statistiquement de manière linéaire traduit encore un développement relativement synchrone de ces formations tourbeuses. Le ralentissement de la turfigenèse visible dans la partie supérieure des colonnes de tourbe, semble correspondre à une légère augmentation de l'hydromorphie. Ce changement apparaît au cours du Néolithique final. Il est donc contemporain des premières traces d'agriculture néolithique identifiées dans la région à travers les diagrammes palynologiques. Il paraît cependant difficile d'affirmer qu'il soit d'origine anthropique. En revanche, plus haut dans la colonne de tourbe, au début du Subatlantique, une chute brutale de l'hydromorphie identifiée à Collanges comme à Freycenet, peut indiquer plus clairement la création d'un drainage d'origine anthropique.

Quoi qu'il en soit, aucune trace affirmée d'occupation humaine n'a pu être identifiée à travers le complément d'analyse paléoécologique. Autrement dit, il est difficile de déterminer la part de responsabilité des facteurs naturels et des facteurs anthropiques.

La répartition chronologique du démarrage des tourbières du Devès s'inscrit en adéquation avec les résultats obtenus dans le domaine granitique (Cubizolle 2005) et rejoignent parfaitement d'autres observations faites ailleurs en domaine tempéré. Dans ce schéma, le démarrage de la turfigenèse est particulièrement favorable lors du Boréal et de l'Atlantique. Le démarrage plus rare de la turfigenèse lors des périodes antérieures semble être moins le fait du climat que d'une combinaison de facteurs hydrogéomorphologiques et climatiques. En effet, pour les tourbières les plus anciennes, le climat semble avoir été compensé par un contexte hydro-géomorphologique favorable. C'est le cas par exemple des tourbières de maars.

Ainsi dans le Devès il est possible de distinguer deux types de démarrage :

- le premier, compris entre le Bølling et le début du Préboréal, dans un contexte climatique encore aride, mais compensé par la situation hydro-géomorphologique. Les tourbières de maars (La Sauvetat, Ribains, Le Marais de Limagne) s'inscrivent dans ce schéma où le démarrage de la turfigenèse s'est faite à partir d'un contexte lacustre favorable ;
- le deuxième, à la charnière du Boréal et de l'Atlantique ancien, en lien avec le développement d'un climat plus doux et surtout plus humide permettant l'installation des conditions hydro-géomorphologiques et biogéographiques propices à la turfigenèse (Cubizolle 2005). C'est le cas des petites tourbières des « *lacs* » du Devès (Collanges, Freycenet, La Gimberte) dont le démarrage, à l'inverse des précédentes, a eu lieu par paludification.

Conclusion générale

La démarche scientifique proposée dans ce travail de recherche s'inscrit dans le cadre des recherches menées par le CRENAM (UMR 5600 CNRS), au sein de la Zone Atelier Loire (Z.A.L.) pilotée par Joëlle Burnouf, dans la continuité des travaux menés depuis plusieurs années sur les tourbières du Massif Central oriental granitique et dirigé par Hervé Cubizolle. Elle répond à une demande sociale confrontée de plus en plus au manque de données scientifiques existantes sur les tourbières françaises, dont les connaissances actuelles s'appuient pour l'essentiel sur des critères botaniques, écologiques ou palynologiques. Fort de ce constat nous avons réalisé ce travail en étroite coopération entre scientifiques et gestionnaires. Une grande partie du matériel et des analyses a d'ailleurs été financé conjointement par le Conseil Général de la Haute-Loire, l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne, le Fond Européen d'Orientation et de Garantie Agricole (FEOGA) et l'Université Jean Monnet de Saint-Etienne.

Le plateau basaltique du Devès possède uniquement des tourbières basses neutro-alcalines, mésotrophes à minérotrophes dont deux grandes catégories se distinguent dans la typologie: les tourbières basses de cratères et les tourbières basses de bassins.

Dans le premier cas, il s'agit pour l'essentiel de tourbières de maars, à l'exception de celle du Mont Bar qui s'est développée au coeur d'un cône strombolien.

Dans le deuxième cas, nous avons affaire à de plus petites tourbières inscrites dans de petites dépressions fermées de formes circulaires, ancrées à fleur de plateau, comparables morphologiquement aux dolines du domaine karstique. Ces dernières, transformées en petites pièces d'eau peu profondes, temporaires ou permanentes n'apparaissaient jusqu'à maintenant dans aucun inventaire des tourbières. La toponymie locale les qualifiant de « *Lac* » nous a conduit à parler des tourbières des « *lacs* » du Devès.

Afin d'étudier les caractéristiques dynamiques et le fonctionnement des tourbières du Devès, nous avons choisi d'analyser quatre sites parmi les neuf répertoriés sur le plateau : la tourbière de maar de Ribains, sur la commune de Landos et les tourbières des « *lacs* » de

Collanges, de Freycenet et de La Gimberte, réparties sur les communes de Loudes et de Borne.

Dans le cas de la tourbière basse de maar de Ribains, nous avons vu le rôle déterminant des conditions hydriques dans le maintien de la turfigenèse. Une augmentation sensible de l'amplitude annuelle saisonnière de la nappe, en réponse à un drainage ou à l'apparition d'un climat plus sec, peut avoir des répercussions très rapides et irréversibles sur les dynamiques turfigènes et végétales d'une tourbière, le tout étant intimement lié. Les conséquences ont été d'autant plus rapides qu'elles ont été accentuée par un pâturage équin extensif permanent.

L'étude de la dynamique et du fonctionnement des tourbières des « *lacs* » du devès, n'a pas fait l'objet d'une étude aussi détaillée qu'à Ribains. Elle a néanmoins permis de souligner l'originalité géomorphologique des dépressions dans lesquelles ces zones humides s'inscrivent et dont l'origine n'a pas encore dévoilé tous ses secrets. Nous avons pu collecter des données précieuses et inédites sur le comblement de ces dépressions révélant ainsi des épaisseurs de tourbe pouvant atteindre deux mètres. Malgré certaines interventions humaines, l'étude hydrologique de ces dépressions indique que les variations saisonnières des niveaux d'eau sont presque exclusivement tributaires du bilan atmosphérique.

En définitive, pour obtenir une meilleure compréhension de ces zones humides très spécifiques que sont les tourbières, il est impératif d'avoir un regard multiple sur l'ensemble de ces écosystèmes et de croiser ainsi les méthodes d'analyses. Une étude isolée de la végétation ou de l'hydrologie reste insuffisante. Il est également nécessaire de tenir compte de la place et du rôle de la tourbière au sein de son bassin versant et de doubler l'analyse spatiale par une analyse diachronique. Cette démarche qui peut parfois paraître lourde aux gestionnaires, est indispensable à une compréhension globale du fonctionnement et des dynamiques qui opèrent sur ces milieux particulièrement complexes. Cependant, seule une bonne connaissance scientifique de ces écosystèmes est à même de garantir une politique de gestion rigoureuse et adaptée.

Au-delà des espèces végétales remarquables, de la faune qu'elles hébergent et de leur rôle hydrologique, les tourbières permettent une très bonne conservation d'archives naturelles, riches d'informations paléoenvironnementales que l'on se doit de préserver.

Nous avons ici exploité ces archives naturelles pour étudier surtout le démarrage de la turfigenèse. La question était de savoir quand et comment les tourbières du Devès s'étaient mises en place. Nous avons dans un premier temps mené ce travail sur la tourbière de Ribains. Mais la complexité et l'hétérogénéité des faciès rencontrés dans cette vaste tourbière nous ont conduit à développer plus largement cette problématique sur des sites plus petits, plus homogènes et plus facilement comparables, comme les tourbières des « *lacs* » du Devès. Ce travail a permis de révéler l'existence d'un nouveau potentiel paléoenvironnemental que nous ne soupçonnions pas. En plus d'être très similaires d'un point de vue hydro-géomorphologique et stratigraphique, ces petites tourbières se trouvent avoir le même âge, toutes sont vieilles de près de 9000 ans.

Au final la répartition chronologique du démarrage des tourbières du Devès s'inscrit en adéquation avec les résultats obtenus dans le domaine granitique (Cubizolle 2005) et rejoignent d'autres observations faites ailleurs dans le domaine tempéré. Il est toutefois possible de distinguer deux périodes de démarrage à partir de laquelle la tourbe a pu se développer en continu : l'une comprise entre le Bølling et le début du Préboréal, l'autre plus tardive située à la charnière du Boréal et de l'Atlantique ancien. Cette différence repose principalement sur le rôle déterminant du contexte hydro-géomorphologique. Dans le premier cas, la turfigenèse a pu se développer grâce à l'existence d'un contexte lacustre favorable, compensant les facteurs climatiques encore peu favorables à l'accumulation de la tourbe. Dans le deuxième cas, les tourbières des « *lacs* » du Devès, tributaires des conditions atmosphériques, ont dû attendre l'apparition d'un contexte climatique plus prospère à leur développement.

Perspectives

Au terme de cette recherche, de nombreuses hypothèses de travail peuvent être dégagées.

Sur le site de Ribains plusieurs perspectives se dessinent déjà. Il nous appartient en premier lieu de poursuivre le suivi scientifique du programme de restauration programmé, à la suite de ce travail, par le Conseil Général de la Haute-Loire et inscrit dans le Plan Loire Grandeur Nature 2007-2013.

Une thèse sur les diatomées des tourbières, menée par Sandra Chatelard, financée par l'Etablissement Public Loire et dirigée par Messieurs Hervé Cubizolle et Jean-Louis Berthon, doit intégrer la tourbière de Ribains comme l'un de ses sites pilote. Cette étude qui démarre à la rentrée universitaire 2007-2008 s'appuiera en parti sur les données recueillies dans cette thèse.

Toujours sur le site de Ribains, il conviendrait également d'affiner l'analyse sédimentologique de la transition entre les sédiments lacustres et les dépôts tourbeux afin de caractériser plus précisément les différents modes d'entourbement des lacs de maars.

Une réflexion peut également être menée sur l'impact que pourrait avoir l'affirmation d'un climat plus sec sur la dynamique turfigène de ces zones tourbeuses.

Dans le cas des tourbières des « *lacs* » du Devès, il est prévu de poursuivre en collaboration avec Mesdames Jacqueline Argant et Karen Serieyssol une analyse plus fine de l'évolution dynamique de ces formations tourbeuses et d'étendre ce travail à la tourbière de La Gimberte.

Il est également envisagé de creuser la question de l'origine de la mise place des dépressions circulaires dans lesquelles se sont développés les « *lacs* » du Devès.

Enfin, la découverte du potentiel paléoenvironnemental des « *lacs* », laisse envisager la découverte de nouveaux sites tourbeux, riches de nouvelles archives sédimentaires. Très récemment, des travaux de recherches engagés dans le cadre d'un doctorat en archéologie par Elise Nectoux et dirigé par Frédéric Trément de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand vont dans ce sens. Ces travaux nous permettront peut-être d'identifier plus précisément la part de responsabilité des activités sur humaines sur la dynamique des « *lacs* » du Devès.

BIBLIOGRAPHIE

- A.F.E.S.** (1995) - Référentiel pédologique. D. Baize & M.C. Girard coord. INRA éd., Paris, 332p.
- AABY, B. & TAUBER, H.** (1974) - Rates of peat formation in relation to the degree of humification and local environment, as shown by studied of raised bog in Denmark. *Boreas*, 4, 1-17.
- ABOLIN, R. I.** (1914) - Un essai de classification des tourbières hautes fondé sur les modalités de leur mise en place et de leur développement (en russe). *Bolotovédénie*, 3, (4), 1-55.
- ALLEY, R. , MAYEWSKI, P. A. , SOWERS, T. , STUIVER, M. , TAYLOR, K. C. , CLARK, P. U.** (1997) - Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25, 483-486.
- ARGANT, J. & CUBIZOLLE, H.** (2005) - L'évolution Holocène de la végétation des monts de la Madeleine, du Forez, du Livradois et du Pilat (Massif Central oriental, France) : l'apport d'une nouvelle série d'analyses palynologiques. *Quaternaire*, 16, (2), 119-142.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P.** (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- AYMARD, A.** (1887) - Le préhistorique en Haute-Loire. In *Mémoires et Procès-verbaux*, ed. Société Agricole et Scientifique, Le Puy, 147-212.
- BAIRD, A. J.** (1995) - Hydrological investigations of soil water and groundwater processes in wetlands. In *Hydrology and hydrochemistry of British wetlands*, ed. J. and Heathwaite Hugues, A.L., Wiley, Chichester, 111-129.
- BAIRD, A. J.** (1997) - Continuity in hydrological systems. In *Contemporary, hydrology : towards holistic environmental science*, ed. Wilby R., Wiley, Chichester, 25-58.
- BAIZE, D.** (2000) - guide des analyses en pédologie. 2ème édition revue et augmentée. INRA éditions, 258 p.
- BAIZE, D. & JABIOL, B.** (1995) - Guide pour la description des sols. INRA, 375 p.
- BARAN, A.** (2002) - Characterization of carex peat using extinction values of humic acids. *Bioresource Technology*, 85, 99-101.
- BARBER, K.-E.** (1981) - Peat stratigraphy and climate change. Rotterdam, Balkema.
- BARBER, K.-E.** (1982) - Peat-bog stratigraphy as a proxy climate record. In *Climate change in later prehistory*, ed. A.F Harding, Edinburgh University Press, 103-113.
- BARBER, K.-E.** (1984) - A large capacity Russian-pattern sediment sample. *Quaternary Newsletter*, 44, 28-31.
- BARBER, K. E.** (1993) - Peatlands as scientific archives of past biodiversity. *Biodiversity and Conservation*, 2, 474-489.
- BARBER, K. E. , CHAMBERS, F. M. , MADDY, D.** (2003) - Holocene palaeoclimates from peat stratigraphy : macrofossil proxy climate records from three oceanic raised bogs in England and Ireland. *Quaternary Science Reviews*, 22, 521-539.
- BARNAUD, G.** (1990) - Synthèse bibliographique des typologie des "zones humides" : application aux Réserves Naturelles de France. Rapport Museum National d'Histoire Naturelle - Secrétariat d'Etat à l'Environnement, Direction de la Protection de la Nature, 101 p.

- BAUER, I. E. , GIGNAC, D. , VITT, D. H. (2003)** - Development of a peatland complex in boreal western Canada : lateral site expansion and local variability in vegetation succession and long-term peat accumulation. *Can. J. Bot.* , 81, (8), 833-847.
- BEAULIEU (DE), J.-L. & REILLE, M. (1978)** - Quelques moyens de sondages en usage chez les pollenanalystes. Etude comparative. *Annales des mines de Belgique*, 6, 729-737.
- BEAULIEU, D. J.-L. & REILLE, M. (1985)** - L'intérêt paléoécologique du remplissage sédimentaire des maars du Velay occidental. *C.R. Acad. Sc. de Paris*, t. 301, série II, n°6, 443-448.
- BEAULIEU, D. J.-L. & REILLE, M. (1992)** - Long Pleistocene pollen sequences from the Velay Plateau (Massif Central, France). *Vegetation History and Archaeobotany*, 1, 233-242.
- BEAULIEU, D. J.-L. , PONS, A. , REILLE, M. (1984)** - Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation des monts du Velay (Massif central, France). *Diss. Bot.*, 72, 45-70.
- BEAULIEU, D. J.-L. , PONS, A. , REILLE, M. (1988)** - Histoire de la Flore et de la végétation du Massif Central (France) depuis la fin de la dernière glaciation. *Cahier de micropaléontologie*, 3, (4), 5-36.
- BEAULIEU, D. J.-L. , REILLE, M. , ANDRIEU, V. , GOEURY, C. , GUENET, P. , GUITER, F. , RIOUAL, P. (2004)** - Biostratigraphie des remplissages des maars du Devès. In *Livret-guide de l'excursion de l'AFEQ : Quaternaire et volcanisme en Auvergne et Velay. Téphras, interactions volcanisme-sédimentation, longue durée, longues séquences*, ed. 83-92.
- BEAULIEU, J.-L. & REILLE, M. (1978)** - Quelques moyens de sondages en usage chez les pollenanalystes. Etude comparative. *Annales des mines de Belgique*, 6, 729-737.
- BEAULIEU, J.-L. , PONS, A. , REILLE, M. (1982)** - Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation de la bordure Nord du massif du Cantal (Massif Central, France). *Pollens et Spores*, Publications du Muséum d'Histoire Naturelle, XXIV, 251-300.
- BELOKUPITOV, I. E. & BERESNEVITCH, V. V. (1955)** - Giktorf's peat borers. *Turf. Prom.*, 8, 9-10.
- BERNARD, F. , BRINGER, P. , NARD, P. , TORT, M. (1992)** - Etude de la végétation et carte des milieux des Narces de la Sauvetat (Commune de Landos, Haute-Loire), rapport d'étude EFFA.
- BEVEN, K. J. & GERMANN, P. (1982)** - Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, 18, 1311-1325.
- BLYTT, A. (1876)** - Essay on immigration of the Norwegian flora during alternating rainy and dry periods. (proposed: Arctic Subarctic Boreal Atlantic Subboreal Subatlantic). A. Cammermeyer, Kristiania, Norway, (pas de pagination).
- BOIVIN, P. (1982)** - Interaction entre magmas basaltiques et manteau supérieur : arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemple du Devès (Massif Central français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). Thèse Doctorat d'Etat Sc. Nat., Clermont-Ferrand II, 344.
- BOIVIN, P. & GOURGAUD, A. (1978)** - Synchronisme des dynamiques de type "maar" et "strombolien" près de la Sauvetat (Sud-Devès, Massif Central Français). *C.R. somm. Soc. Geol. Fr.*, 45, (1), 25-39.
- BOIVIN, P. & LIVET, M. (2001)** - Les anneaux de tufs enfouis : une cible pour la recherche de ressources en eau en terrain volcanique. L'exemple des captages de Vourzac (Devès, Massif Central). *C.R. Acad. Sc. de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 332, 761-767.
- BONIFAY, E. & TRUZE, E. (1984)** - Structures et dynamique sédimentaire dans les lacs de maars / exemple du Velay (Massif Central français), volume des résumés,. In *5° Congrès Eur. de sédimentol.*, ed. Marseille, 68-69, 68-69.

- BONIFAY, E. & TRUZE, E.** (1987) - Dynamique sédimentaire et évolution des lacs de maars : l'exemple du Velay. In *Travaux français en Paléolimnologie*, ed. Documents du C.E.R.L.A.T., mémoire n°1, 29-64.
- BONIS, A.** (2004) - Recherches en prairies naturelles de marais. In *Valeur fourragère et écologique des prairies de marais. Compte-rendu de la journée d'échanges entre agriculteurs et scientifiques*, ed. Forum des Marais Atlantiques, Rochefort, 6 mai, 62 p.
- BOTCH, M. S. & MASING, V. V.** (1983) - Mire systems in the USSR. In *Ecosystems of the World. 4A : Mires : swamp, bog, fen and moor, regional studies.*, ed. Elsevier, Amsterdam, 95-152.
- BOUT, P.** (1958) - Enquête géologique et hydrogéologique en Haute-Loire. *Bull. Inst. Nat. d'Hygiène*, 13, (4), 1086-1171.
- BOUT, P.** (1959) - Enquête géologique et hydrogéologique en Haute-Loire. *Bull. Inst. Nat. d'Hygiène*, 14, (1), 218-295.
- BOUT, P.** (1973) - Les volcans du Velay. Itinéraires géologiques et géomorphologiques en Haute-Loire. Watel. éd., Le Puy, 287 p.
- BOUT, P.** (1974) - Le périglaciaire du Massif Central de la France. *Revue d'Auvergne*, 88, (1), 49-75.
- BOUT, P.** (1980) - Préface. In *L'abri sous-roche de la Baume d'Arlempdes, (Haute-Loire)*. ed. A. Crémillieux, Les Cahiers de la Haute-Loire, 17-35.
- BOUZIGUES, R. & FAVROT, J. C.** (1966) - Notes sur les marais de Landos - La Sauvetat, canton de Pradelles (Haute-Loire). Rapport, ENSA, Montpellier. 16p. + annexes.
- BRAGG, O. M.** (2002) - Hydrology of peat-forming wetlands in Scotland. *The Science of the Total Environment*, 294, 111-129.
- BRAVARD, J.-P. & PETIT, F.** (1997) - Les cours d'eau : dynamique du système fluvial. Armand Colin, Collection U, 222 p.
- BRUHNS, J. , VALERIE, C. , GUELIN, F. , PROST, F.** (1982) - Etude quantitative et qualitative des gisements tourbeux de Landos : éléments pour une étude d'impact. Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand II / Comité d'expansion économique de la Haute-Loire, Préfecture de la Haute-Loire, 53 p.
- BURGA, C. A.** (1995) - Végétation et paléoclimatologie de l'Holocène moyen d'une ancienne tourbière située au front du Glacier du Rutor, 2 510m (Vallée d'Aoste, Italie). *Revue de Géographie Alpine*, 1, 9 -16.
- C.E.R.L.A.T.** (1991) - Le lac du Bouchet : Environnement naturel et étude des sédiments du dernier cycle climatique (depuis 120 000 ans B.P.). 394.
- C.R.E.N.** (1999) - Le pâturage extensif. *Cahier Technique*, 4, 9 p.
- CAJANDER, A. K.** (1913) - Studien über die Moore Finnlands. *Acta Forestalia Fennica*, 2, 298.
- CAMPBELL, D. R. & ROCHEFORT, L.** (2001) - La végétation : gradient. In *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*, ed. Les Presses de L'Université de Laval, chapitre 4, 129-140.
- CAMPY, M. & RICHARD, H.** (1987) - Dynamique et typologie des remplissages lacustres tardi et postglaciaire de la chaîne jurassienne. In *Travaux français en Paléolimnologie.*, ed. Documents du C.E.R.L.A.T., volume 1, 165-180.
- CARLES, J.** (1947) - *La revue scientifique*, 2, 73-81.
- CARLES, J.** (1957) - Notice détaillée de la feuille 59, Le Puy. *Cartes de la végétation de la France*. CNRS, Toulouse,
- CARON, N.** (2001) - La gestion des tourbières dans les monts du Velay. Mémoire de maîtrise de géographie, sous la direction de Cubizolle H., Université de Saint-Etienne, 116 p. + annexes.

- CASE, H. J. , DIMBLEBY, G. W. , MITCHELL, G. F. , MORRISON, M. E. S. , PROUDFOOT, V. B.** (1969) - Land use in Goodland Townland, Co. Antrim, from Neolithic times until today. *Journal of the Royal Society of Antiquaries of Ireland*, 99, 39-53.
- CASELDINE, C. & HATTON, J.** (1993) - The development of high moorland on Dartmoor : fire and the influence of Mesolithic activity on vegetation change. *In Climate change and human impact on the landscape*, ed. éd. F.M. Chambers, Chapman & Hall, Londres, 119 -131.
- CASPARIE, W. A. & STREEFKERK, J. G.** (1992) - Climatological, stratigraphic and palaeo-ecological aspects of mire development. *In Fens and bogs in the Netherlands : vegetation, nutrient dynamics and conservation*, ed. J.T.A. Verhoeven, Kluwer Academic, Dordrecht, 81-130.
- CASTANY, G.** (1982) - Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Ed. Bordas, Dunod Université, Paris, 238 p.
- CHAFCHAFI, A.** (1997) - Le Velay Septentrional : morphogenèse et morphostructure. Publication de l'Université de Saint-Etienne, 300 p.
- CHAMBERS, F. M.** (1981) - Date of blanket peat initiation in upland South Wales. *Quaternary Newsletter*, 35, 24-29.
- CHAMBERS, F. M.** (1988) - Archaeology and the flora of the British isles: the moorland experience. *In Archaeology and the flora of the British isles: human influence on the evolution of plant communities*, ed. M. Jones, Oxford University Committee for Archaeology, Monograph number 14, Botanical Society of the British Isles conference report number 19, 107-115.
- CHAMBERS, F. M.** (1993) - Climatic change and human impact on the landscape. F.M. Chambers, Chapman & Hall, London, 303 p.
- CHAPMAN, S. B.** (1964) - The ecology of Coom Rigg Moss, Northumberland. II. The chemistry of peat profiles and the development of the bog system. *Journal of Ecology*, 52, 315 - 323.
- CHARMAN, D.** (2002) - Peatlands and environmental change. John Wiley & Sons Ltd, 300 p.
- CHASON, D. B. & SIEGEL, D.** (1986) - Hydraulic conductivity and related physical properties of peat. *Soil Science*, 142, (2), 91-99.
- CLAVÉ, B.** (2001) - Evolution des paleo-environnements côtiers à l'Holocène : exemple de l'Aquitaine septentrionale. Thèse d'océanographie et de paléo-océanographie, Université de Bordeaux I, 316 p.
- CLYMO, R. S.** (1983) - Peat. *In Mires, swamp, bog, fen and moor : general studies*, ed. Gore A.J.P. (eds), Elsevier, New York, 159-224.
- CLYMO, R. S.** (1984) - The limits of peat growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 3003, (B), 605-654.
- CLYMO, R. S.** (1991) - Peat Growth. *In Quaternary Landscapes*, ed. L.C.K. Shane and E.J. Cushing, Belhaven Press, London, 76-112.
- COÏC, B. , FRAPPAT, F. , PIERRON, V. , BILLAUD, F. , DIDIER, F.** (2000) - Inventaire des tourbières de Rhône-Alpes. Conservatoire Régional des Espaces Naturels, 8 tomes départementaux.
- COMITÉ DÉPARTEMENTAL MÉTÉOROLOGIQUE DE HAUTE-LOIRE** (2003) - Bulletin climatique annuel. 50 p.
- CONTI, R.** (2000) - 20 ans de températures dans l'agglomération stéphanoise mem Maîtrise. inédit, 159 p.
- CONWAY, V. M.** (1954) - Stratigraphy and pollen analysis of southern Pennine blanket peats. *Journal of Ecology*, 42, 117-147.
- COSANDEY, C. & ROBINSON, M.** (2000) - Hydrologie Continentale. Armand Colin, Paris, 360 p.

COÛTEAUX, M. (1984) - Bilan des recherches pollenanalytiques en Ardèche (France). *Bull. Soc. Roy. Bot. Belg.*, 117,

CRÉMILLIEUX, A. , BROCHIER, J.-E. , DAUGAS, J.-P. , ELOUARD, P. , EVIN, J. , PHILIBERT, M. , SIMONNET, L. (1980) - L'abri sous-roche de la Baume d'Arlempdes, (Haute-Loire). *Les Cahiers de la Haute-Loire*, 184 p.

CRUISE, G. M. (1990) - Holocene peat initiation in the ligurian Apennines, northern Italy. *Review of palaeobotany and palynology*, 63, 173-182.

CUBIZOLLE, H. (2000) - La tourbière du Mont-Bar (Commune d'Allègre, Haute-Loire) : Evolution des paysages et action de l'Homme au cours des 10 000 dernières années. *rapport d'activité*, mai 2000, 17 p. (inédit).

CUBIZOLLE, H. (2005) - Paléoenvironnements et turfigenèse. L'apport de l'étude des tourbières à la connaissance de l'évolution holocène des milieux montagnards du Massif Central oriental granitique. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches. Université de Limoges, juin 2005, 2 volumes, 750 p. (inédit).

CUBIZOLLE, H. (inédit b) - La tourbière du Mont-Bar (Commune d'Allègre, Haute-Loire) : Evolution des paysages et action de l'Homme au cours des 10 000 dernières années. *rapport d'activité*, mai 2000, 17 p.

CUBIZOLLE, H. & RUSSIAS, L. (2004) - Le fonctionnement hydrique des tourbières. *In Vers une stratégie de préservation des tourbières*, ed. Quatrième Journée d'Echanges Techniques, Conservatoire des Espaces Naturels de Rhône-Alpes, Vourles, 20 novembre 2003, 21-24.

CUBIZOLLE, H. & SACCA, C. (2004) - Quel mode de gestion conservatoire pour les tourbières ? *Géocarrefour*, 79, 285-302.

CUBIZOLLE, H. , GEORGES, V. , ARGANT, J. (2004 d) - Changements environnementaux et sociétés humaines dans les moyennes montagnes granitiques du Massif Central oriental au cours de l'Holocène : les enseignements tirés du croisement des données géomorphologiques, palynologiques et archéologiques. *Archéométrie*, 28, 57-70.

CUBIZOLLE, H. , SERIEYSSOL, K. , ARGANT, J. (2005) - Holocene vegetation dynamics and human impact on the peatland of virennnes (french Massif central). *Diatoms Research*, 20 (2), 257-273.

CUBIZOLLE, H. , GEORGE, V. , LATOUR, C. , SERIEYSSOL, K. (2004 a) - Sociétés humaines pré-industrielles et hydrosystèmes palustres dans le Massif Central oriental au cours des 4 derniers millénaires : le rôle de la mise en place des aménagements hydrauliques dans le démarrage de la turfigenèse. *Actes du colloque "Fleuve 2" du PEVS/SEDD CNRS, "Pratiques sociales et hydrosystèmes fluviaux, lacustres et palustres des sociétés préindustriels", Aix-en-Provence 8-10 avril 2002, éditions CTHS.*

CUBIZOLLE, H. , SACCA, C. , TOURMAN, A. , PORTERET, J. , THEBAUD, G. (2004 b) - Les tourbières du haut bassin versant de la Loire (Massif Central oriental) : intérêts paléoenvironnemental et phytocénotique, enjeux socio-économiques. *Noréis*, 192, 95-115.

CUBIZOLLE, H. , GEORGE, V. , LATOUR, C. , ARGANT, J. , SERIEYSSOL, K. (2004 c) - La turfigenèse à la fin du Subboréal et au subatlantique dans les tourbières basses du Massif Central oriental granitique (France) : une manifestation de l'action humaine ? *Quaternaire*, 15, (4), 343 - 359.

CUBIZOLLE, H. , TOURMAN, A. , ARGANT, J. , PORTERET, J. , OBERLIN, C., SERIEYSSOL, K. (2003) - Origins of European biodiversity : palaeo-geographic signification of peat inception during the Holocene in the granitic eastern Massif Central (France). *Landscape Ecology*, special issue, 18, 227-238.

CUBIZOLLE, H., (TEXTES RASSEMBLÉS PAR) (2007) - Origines, fonctionnement et conservation des tourbières. Actes du colloque du château de Goutelas, 5-7 oct. 2005. Publications du CRENAM, Université Jean Monnet de Saint-Etienne (sous-presses).

- CUBIZOLLE, H. , BONNEL, P. , OBERLIN, C. , TOURMAN, A. , PORTERET , J.** (2007) – Advantages and limits of radiocarbon dating applied to peat inception during the end of the late glacial and the Holocene : the example of mires in the eastern Massif Central (France). *Quaternaire*, 18 (2), 187-206.
- D.I.R.A.D.** (2000) - Etude préliminaire à la définition d'une politique de préservation des zones humides du Devès. Conseil Général Haute-Loire, Service Environnement, 40 p.
- DAI, W. & HUANG, Y.** (2006) - Relation of soil organic matter concentration to climate and altitude in zonal soil of China. *Catena*, 65, 87-94.
- DAMMAN, A. W. H.** (1979) - Geographic patterns in peatland development in eastern North America. In *Classification of Mires and Peats. Proceedings of the International Symposium on Classification of Peat and Peatlands.*, ed. International Peat Society, Hyytiälä, 42-57.
- DARINOT, F. & MORAND, A.** (2001) - La gestion conservatoire des prairies hygrophiles du marais de Lavours par le pastoralisme. In *Outils pour la conservation de la biodiversité dans les domaines néomoral et boréonémoral européens*, ed. Nacorex, 86-93.
- DAUGAS, J.-P. & RAYNAL, J.-P.** (1986) - Quelques étapes du peuplement du Massif central français dans leur contexte paléoclimatique et paléogéographique. In *Relations entre les variations des paléomilieus, le peuplement préhistorique et l'occupation du sol*, ed. Editions du CNRS, Cahiers du Quaternaire, Actes du colloque français de l'INQUA - Talence, 3-4 Mars 1986, n° 13, 67-95.
- DEFIVE, E.** (1996) - L'encaissement du réseau hydrographique dans le bassin supérieur de la Loire. Contribution à l'étude des rythmes d'évolution géomorphologique en moyenne montagne volcanisée. Paris I Panthéon-Sorbonne, 553 p.
- DEFIVE, E. , GAUTHIER, G. , PASTRE, J.-F.** (2005) - L'évolution plio-quaternaire du bassin du Puy (Massif Central, France) : rythmes morphosédimentaires et volcanisme. *Quaternaire*, 16, (3), 177-190.
- DERRUAU, M.** (1986) - Morphologie périglaciaire des affleurements volcaniques. *Biuletyn Peryglacjalny*, 31, 47-62.
- DIRECTION DES MINES** (1949) - Les tourbières française (2 volumes). Imprimerie nationale, Paris, 227 et 634 p.
- DRURY, W. H. & NISBETT, I. C. T.** (1973) - Succession. *Journal of Arnold Arboretum*, 54, 331-368.
- DUCHAUFOR, P.** (1997) - Abrégé de pédologie. Sol, végétation, environnement. 5^è édition. Masson, Paris, Masson, 291 p.
- DUGUET, F.** (2005) - Minéralisation de l'azote et du phosphore dans les sols organiques cultivés du Sud-Ouest du Québec. Maîtrise en sols et environnement, ss la dir. de Parent L.E. & N'Dayegamiye A., Université Laval, 105 p.
- DUPIEUX, N.** (1998) - La gestion conservatoire des tourbières de France : premiers éléments scientifiques et techniques. Espaces Naturels de France, Orléans, 244 p.
- DURIETZ, G. E.** (1949) - Huvidenhetroch huvidgrünser I Svensk myrvegetation. Summary : Main units and main limits in Swedish mire vegetation. *Svensk Botanisk Tidskrift*, 43, (2-3), 274-309.
- DUSSART, B.** (1992) - Limnologie, l'étude des eaux continentales. Editions BOUBEE & CIE, 2^{ème} édition, Collection "faunes et flores actuelles", 681 p.
- DZIKOWSKI, M. , LAPLACE-DOLONDE, A. , NICOUD, G. , POINT, M.** (2000) - Fonctionnement hydrologique de la Tourbière du Grand Lemps (Isère, France). In *L'eau de la cellule au paysage*, ed. Wicherek Stanislas, Elsevier, 125 -142.
- EGGELSMANN, R.** (1975) - Physical effects of drainage in peat soils of the temperate zone and their forecasting. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, Wallingford, IAHS, 105, 69-77.

- ERNST, T.** (1960) - Probleme des "sonnenbrandes" basaltischer Geisteine. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 112, 178-182.
- ESTIENNE, P.** (1956) - Recherche sur le climat du Massif Central. *Mém. de la Météo. Nat.* 43, 242 p.
- ETIENNE, R.** (1984) - Mouvements tectoniques différentiels et soulèvement d'ensemble du Massif Central à partir de la limite mio-pliocène. *Bull. Rhod. Lab. Géom.*, n°15-16, 3-14.
- ETLICHER, B. & GOER DE HERVE, A.** (1988) - La déglaciation wurmienne dans le Massif Central français : le point des travaux récents. *Bull. de l' Ass. Franç. pour l'Etude du Quaternaire*, 2/3,, 103-110.
- EVIN, J.** (2002) - Le Radiocarbone. In *Géologie de la Préhistoire*, ed. Miskovsky J-C., GEOPRE, Presses Universitaires de Perpignan, 1181-1197.
- EVIN, J. & OBERLIN, C.** (1998) - La méthode de datation par le radiocarbone. In *La datation en laboratoire*, ed. J-N. Lambert J. Evin, L. Langouët, P. Lanos, C. Oberlin, Errance, collection « Archéologiques », 75-117.
- EVIN, J. , LAMBERT, G.-N. , LANGOUËT, L. , LANOS, P. , OBERLIN, C.** (1998) - La datation en laboratoire. Collection "Archéologiques", Ed. Errance, 192 p.
- EVIN, J. , LAMBERT, G.-N. , LANGOUËT, L. , LANOS, P. , OBERLIN, C.** (2005) - La datation en laboratoire. Ed. Errance, Collection "Archéologiques", édition revue et augmentée, 198 p.
- EXBRAYAT, B.** (2003) - Genèse des dépressions du plateau du devès (Massif Central), travail typologique pour un essai d'explication scientifique. Mémoire de maîtrise de géographie, sous la direction de Etlicher B., Université de Saint-Etienne, 124 p.
- FAIRBRIDGE, B. W.** (1968) - Volcano-karst. In *The Encyclopedia of Géomorphology*, ed. Reinhold Book Corporation, 1205-1208.
- FAVEROT, P. , GUILLAUME-NICAISE, L. , PONSÉRO, A. , GRUFFAZ, R. , GAUTHIER, D. , MICHELOT, M. , PAUTOU, G. , LAMBARET, R.** (1999) - Le pâturage extensif. Technique de maintien et restauration d'habitats menacés. Cahier technique n°4. Conservatoire Rhône-Alpes des Espaces Naturels, 9 p.
- FEL, A.** (1962) - Les Hautes Terres du Massif Central, tradition paysanne et économie agricole. Thèse de doctorat, Université de Clermont-Ferrand, 340 p.
- FILLOD, A.** (1985) - Le climat de la Haute-Loire. Centre d'étude de la vallée de la Borne, 94.
- FONTUGNE, M.** (2002) - La dérive des âges carbone 14 ? In *Géologie de la Préhistoire*, ed. Miskovsky J-C., GEOPRE, Presses Universitaires de Perpignan, 1199-1207.
- FOSTER, D. R. & JACOBSON, H. A.** (1990) - The comparative development of bogs and fens in central Sweden : evaluating the role of climate change and ecosystem development. *Aquilo*, Series Botanica, 28, 15-26.
- FRANCEZ, A. J.** (1990) - Production primaire et accumulation de matière organique dans les tourbières à sphaignes des Monts du Forez. Influence des activités humaines sur leur évolution. Rapport de fin de contrat. CEREMCA, 397 p. + annexes.
- FRANCEZ, A. J. , BIGNON, J. J. , MOLLET, A. M.** (1992) - The peatlands in France: localization, characteristics, use and conservation. *Suo. Mires and peat*, 43, (1), 11-24.
- FREMION, F.** (1989) - Commune de Landos. Captage du Marais ou des Empèzes. Avis hydrogéologique sur les périmètres de protection. 6 p.
- FRENZEL, B.** (1979) - L'Homme comme facteur géologique en Europe. *Bulletin de l'association française de l'étude du Quaternaire*, 4, 191-199.

- FUSTEC, E. & FROCHOT, B.** (1996) - Les fonctions des zones humides, synthèse bibliographique. Laboratoire de Géologie, université P. et M. Curie, Paris VI - Laboratoire d'Ecologie de Dijon - Agence de l'Eau Seine-Normandie, 144 p.
- FUSTEC, E. & THIBERT, S.** (1996) - Le pouvoir épurateur des zones humides. *In Les fonctions des zones humides*, ed. Fustec & Frochot, Agence de l'Eau Seine Normandie, 71-91.
- FUSTEC, E. & LEFEUVRE, J.-C.** (2000) - Fonctions et valeurs des zones humides. Dunod, Paris, 426 p.
- GÉHU, J. M. , MERIAUX, J. L. , TOMBAL, P.** (1981) - Inventaire des tourbières de France. Institut Européen d'Ecologie de Metz, Ministère de l'Environnement-DPN, 109 p. + annexes.
- GIGNAC, L. & VITT, D.** (1994) - Responses of northern peatlands to climate change : Effects on bryophytes. *Journal of the Hattori Botanical Laboratory*, 75, 119-132.
- GIROD, M.** (1979) - Le Puy. Notice de la carte géologique. BRGM Orléan, Serv. Géol. Nat., 31 p.
- GLASER, P. , SIEGEL, D. , ROMANOWICZ, E. A. , SHEN, Y. P.** (1997) - Regional linkages between raised bogs and the climate, groundwater, and landscape of north-western Minnesota. *Journal of Ecology*, 85, 3-16.
- GLOB, P. V.** (1969) - The bog people, Iron Age man preserved. Faber and Faber, London, 200 p.
- GOBAT, J.-M. , GROSVERNIER, P. , MATTHEY, Y.** (1986) - Les tourbières du Jura suisse: milieux naturels, modifications humaines, caractères de tourbes, potentiel de régénération. *Actes Soc. jurass. Emul.*, 213-315.
- GOBAT, J.-M. , ARAGNOT, M. , MATTHEY, M.** (1998) - Le sol vivant. Presses polytechniques et Universitaire Romandes, 521.
- GOBAT, J.-M. , GROSVERNIER, P. , MATTHEY, Y. , BUTTLER, A.** (1991) - Un triangle granulométrique pour les tourbes : analyse semi-automatique et représentation. *Science du Sol*, Bull. AFES, Vol. 29, (Fasc. 1), 23-35.
- GODWIN, H.** (1946) - The relationship of bog stratigraphy to climatic change and archaeology. *Proc. Prehist. Soc.*, 12, I-II.
- GODWIN, H.** (1948) - Studies of the Post-Glacial History of British Vegetation. X. Correlation between Climate, Forest Composition, Prehistoric Agriculture and Peat Stratigraphy in Sub-Boreal and Sub-Atlantic Peats of the Somerset Levels. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Series B, Vol. 233, (600), 275-286.
- GODWIN, H.** (1954) - Recurrence Surfaces. *Danm.Géol. Unders.*, II, (R80), 22-30.
- GODWIN, H.** (1981) - The archives of the peat bogs. Cambridge University Press, Cambridge, 229.
- GOODWILLIE, R.** (1980) - Les tourbières en Europe. Collection sauvegarde de la nature, Conseil de l'Europe, Strasbourg, 82 p.
- GORE, A. J. P., ED.** (1983) - Ecosystems of the World. 4A : Mires : swamp, bog, fen and moor, regional studies. Elsevier, Amsterdam,
- GORHAM, E.** (1991) - Northern peatlands : role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1, (2), 182-195.
- GORHAM, E. & JANSSENS, J. A.** (1992) - Concepts of fen and bog re-examined in relation to bryophyte cover and the acidity of surface water. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 61, 7-20.
- GRADZINSKI, R. , KOSTECKA, A. , RADOMSKI, A. , UNRUG, R.** (1986) - Zarys sedimentologii. Warszawa, 628 p.
- GRAFENSTEIN (VON), U. , HERLENKEUSER, H. , MÜLLER, J.** (1998) - The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, 14, 73-81.

- GRANIERO, P. A. & PRICE, J. S.** (1999) - The importance of topographic factors on the distribution of bog and heath in a foundland blanket bog complex. *Catena*, 36, 233-254.
- GRANLUND, E.** (1932) - De svenska högmossarnas geologi. *Sver. Geol. Unders. Arbs.*, 26, 1-193.
- GROFFMAN, P. M. , HANSON, G. C. , KIVIAT, E. , STEVENS, G.** (1996) - Variation in microbial parameters in four different wetland types. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 622-629.
- GROUPE DE TRAVAIL NATIONAL SUR LES TERRES HUMIDES** (1997) - Système de classification des terres humides du Canada, deuxième édition. Eds. B.G. Warner and C.D.A. Rubec, Wetlands Research Centre, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 76 p.
- GUENET, P.** (1986) - Analyse pollinique de la tourbière de Chambedaze et recherche pollenanalytiques dans les Monts Dore et le Cézallier (Massif Central). Université d'Aix-Marseille, 107 p.
- GUENET, P.** (1993) - Analyses pollenanalytiques en Artense et sur le plateau de Millevaches (Massif central, France). *Palynosciences*, publ. APLF, vol. 2, 79-107.
- GUENET, P. & REILLE, M.** (1988) - Analyse pollinique du lac-tourbière de Chambedaze (Massif Central, France) et datation de l'explosion des plus jeunes volcans d'Auvergne. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 4, 175-194.
- GUNNARSSON, U. , RYDIN, U. , SJÖRS, H.** (2000) - Diversity and pH changes after 50 years on the boreal mire Skattlösbergs Stormosse, Central Sweden. *Journal of Vegetation Science*, 11, 277-286.
- HAFSEN, U. & SOLEM, T.** (1976) - Age, origin, and palaeo-ecological evidence of blanket bogs in Nord-Trondelag, Norway. *Boreas*, 5, 119-141.
- HALSEY, L. A. , VITT, D. H. , BAUER, I. E.** (1998) - Peatland Initiation During the Holocene in Continental Western Canada. *Climatic change*, 40, (2), 315-342.
- HANSEN, K.** (1959) - The terms Gytja an Dy. *hydrobiologia*, 13, (4), 309-315.
- HARAGUCHI, A. , KOJIMA, H. , HASEGAWA, C. , TAKAHASHI, Y. , IYOBE, T.** (2002) - Decomposition of organic matter in peat soil in a minerotrophic mire. *European Journal of Soil Biology*, 38, 89-95.
- HARRIS, S.** (1993) - Palsa-likemounds developed in a mineral substrate, Fox Lake, Yukon Territory. In *Proceedings, Sixth International Conference on Permafrost, 5-9 July 1993*, ed. South China University of Technology, Beijing, China, Vol. 1, 238-243.
- HEATHWAITE, A. L. , EGGELSMANN, R. , GÖTTLICH, K. , KAULE, G.** (1993) - Ecohydrology, mire drainage and mire conservation. In *Mires : Process, Exploitation and Conservation*, ed. Heathwaite A.L. & Göttlich K.H. (eds), Wiley, Chichester, 417-484.
- HILBERT, D. , ROULET, N. T. , MOORE, T. R.** (2000) - Modelling and analysis of peatlands as dynamical systems. *J. Ecol.*, 88, 230-242.
- HILLMAN, G. R.** (1992) - Some hydrological effects of peatland drainage in Alberta's Boreal forest. *Canadian Journal of Forest Research*, 22, 1588-1596.
- HOBBS, N.** (1996) - Mire morphology and properties and behaviour of some British and foreign peats. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 19, 7-80.
- HOLDEN, J.** (1998) - By-pass of water through laboratory columns of milled peat. *Int. Peat, J.*, 8, 13-22.
- HOLDEN, J.** (2005) - Peatland hydrology and carbon release : why small-scale process matters. *Phil. Trans. R. Soc. A.*, 363, 2891-2913.
- HOLDEN, J. & BURT, T. P.** (2002) - Piping and pipeflow in a deep peat catchment. *Catena*, 48, 163-199.

HOLDEN, J. & BURT, T. P. (2003) - Hydrological studies on blanket peat : the significance of the acrotelm-catotelm model. *J. Ecol.*, 91, 86-102.

HOLDEN, J. , BURT, T. P. , COX, N. J. (2001) - Macroporosity and infiltration in blanket peat : the implications of tension disc infiltrometer measurements. *Hydrol. Process.*, 15, 289-303.

HOLDEN, J. , CHAPMAN, P. J. , LABADZ, J. C. (2004) - Artificial drainage of peatlands : hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. *Progress in Physical Geography*, 28, (1), 95-123.

HUGUES, P. D. M. , MAUQUOY, D. , BARBER, K. E. , LANGDON, P. G. (2000) - Mire development pathways and palaeoclimatic records from a full Holocene peat archive at Walton Moss, Cumbria, England. *The Holocene*, 10, 465-479.

ILLNICKI, P. & ZEITZ, J. (2003) - Irreversible loss of organic soil functions after reclamation. In *Organic soil and peat material for sustainable agriculture, chap. 2*, ed. Parent L.E. & Illnick P. (Eds.), CRC Press LLC. USA Florida, 15-32.

INBAR, M. (1984) - Lava Caves and surface volcanokarst features in the basaltic area of the Golan heights (Israël). *Karstologia*, 4, 45-49.

INGRAM, H. A. P. (1983) - hydrology. In *Ecosystems of the World. 4A : Mires : swamp, bog, fen and moor, regional studies*, ed. Gore A.J.P. (eds), Elsevier, 67-158.

IVANOV, K. E. (1948) - Filtration in the top layer of convex mire massifs. *Meteorol. Gidrol.*, 2, 46-59.

IVANOV, K. E. (1981) - Water movement in Mirelands. Academic Press, London, UK, 276 p.

JANSSEN, C.-R. & VAN STRATEN, R. (1982) - Premiers résultats des recherches plynologiques en Forez, plateau central. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 294, (série II), 155-158.

JARDIN, L. (1973) - Les enclaves basiques et ultrabasiques dans les basaltes alcalins de la chaîne du Devès (Haute-Loire). Thèse 3ème cycle, Lyon, 254 p.

JAUHIAINEN, S. (2003) - Holocene development of two boreal mires and the ecological effects of drainage and restoration. *University of Helsinki Department of Forest Ecology Publications*, 29, 30 p.

JOOSTEN, H. & CLARKE, D. (2002) - Wise use of mires and peatlands. *International Mires Conservation Group and International Peat Society*, 303.

JOSIEN, E. & TORT, M. (1994) - Impact de l'environnement agricole sur une tourbière de maar ; conséquences pour sa protection. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 324-336.

JULVE, P. (1996) - Les tourbières de France : écologie et valeur patrimoniale - La végétation des tourbières de France. *Les Cahiers Scientifiques et Techniques "Tourbières de France"*, 1, 26p.

KIEFFER, G. (1968) - Contribution à l'étude de l'altération des laves à caractères basaltiques. *Revue d'Auvergne*, 82, (33), 27-49.

KIEFFER, G. & RAYNAL, J. P. (2001) - De l'éruption au site préhistorique en Haute-Loire (France). Mise en place, prismation, altération et érosion des coulées de lave, formation et évolution des abris sous-basaltiques. *Les dossiers de l'Archéo-Logis n°1*, 159-173.

KILIAN, M. R. , VAN DER PLICHT, J. , VAN GEEL, B. (1995) - Dating raised bogs : new aspects of AMS 14C wiggle matching, a reservoir effect and climate change. *Quaternary Science Reviews*, 14, 959-966.

KILIAN, M. R. , VAN GEEL, B. , VAN DER PLICHT, J. (2000) - 14C AMS wiggle matching of raised bog deposits and models of peat accumulation. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1011-1033.

KIMPFLIN, G. (1929) - La tourbe. *La Nature*, n° 2800, 1-11.

- KIRKBY, M. J. , KNEALE, P. E. , LEWIS, S. L. , SMITH, R. T. (1995)** - Modelling the form and distribution of peat mires. In *Hydrology and hydrochemistry of British wetlands*, ed. Hughes J.M.R. & Heathwaite A.L., Wiley, Chichester, 83-93.
- KIVINEN, E. & PAKARINEN, P. (1981)** - Geographical distribution of peat resources and major peatland complex types in the world. *Annal. Acad. Scien. Fenn.*, Ser. A III, Geol et Geog, 132, 1-28.
- KLITGAARD-KRISTENSEN, D. , SEJRUP, H. P. , HAFLIDASON, H. , JOHNSEN, S. , SPURK, M. (1998)** - A regional 8200 cal yr. BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation ? *Journal of Quaternary Science*, 13, (2), 165-169.
- KORHOLA, A. (1995)** - Holocene climatic variations in southern Finland reconstructed from peat initiation data. *The Holocene*, 5, 43-58.
- KORNPROBST, J. (1978)** - Cayre. Notice de la carte géologique °. BRGM Orléans, Service Géol. Nat., 22 p.
- KREMENETSKI, K. V. , VELICHKO, A. A. , BORISOVA, O. K. , MACDONALD, G. M. , L.C., S. , K.E., F. , L.A., O. (2003)** - Peatlands of the Western Siberian lowlands: current knowledge on zonation, carbon content and Late Quaternary history. *Quaternary Science Reviews*, 22, (5), 703-723.
- LAINE, J. , MINKKINEN, J. , SINISALO, J. , SAVOLAINEN, I. , MARTIKEINEN, P. J. (1997)** - Greenhouse impact of mire after drainage for forestry. In *Northern Forest Wetlands, Ecology and Management*, ed. Jurgensen M.F. Trettin C.C., Grigal D.F., Gale M.R., Jeglum J.K., CRC Press,, Boca Raton, Florida, 437-447.
- LAPLACE-DOLONDE, A. (1994)** - L'histosol, descripteur privilégié du marais tourbeux. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 3, 294-305.
- LAPPALAINEN, E. (1996)** - General review on world peatland and peat resources. In *Global Peat Resources*, ed. E. Lappalainen, International Peat Society, Finland, 53-56.
- LAVOIE, M. (2001)** - La paléohydrologie. In *Ecologie des tourbières du Québec-Labrador, chap. 18*, ed. Les presses de l'université de Laval, 371-385.
- LE NEDIC, C. (2002)** - Suivi des effets du fauchage Elbotel sur la végétation. Résultats 1984-2000. Rapport de synthèse. Grande Caricaie. Groupe d'étude et de gestion, Yverdon-les-Bains, 110 p.
- LE NEDIC, C. , ANTONIAZZA, M. , CLERC, C. , GANDER, A. (1998)** - Le suivi scientifique dans la Grande Caricaie. In *Manuel de Conservation des marais en Suisse*, ed. Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage, Berne, 12 p.
- LECOCQ, A. (1987)** - Hydrogéologie en milieu volcanique, étude de la partie Nord du plateau basaltique du Deves (Massif Central). Thèse 3è cycle, Clermont-Ferrand II, Université Blaise Pascal, 223 p.
- LECOMTE, T. , NICAISE, L. , LE NEVEU, C. , VALOT, E. (1995)** - Gestion écologique par le pâturage : l'expérience des réserves naturelles. ATEN, Paris, 60 p.
- LEMÉE, G. (1945)** - La tourbière du Mont Bar (Haute-Loire). *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 92, 63 - 67.
- LEMÉE, G. (1946)** - Morphologie et végétation des tourbières actuelles d'Auvergne. *Rev. Sc. Nat. Auv.*, 3, 59-70.
- LEMÉE, G. (1953)** - L'évolution forestière du Massif Central depuis la dernière glaciation. *Mélanges Géogr. Ph. arbos*, Inst. Géogr., Clermont-Ferrand, 189-196.
- LEVESQUE, M.-P. & DINEL, H. (1982)** - Some morphological and chemical aspects of peat applied to the characterisation of histosols. *Soil Science*, 5, 324-332.
- LIBBY, W. F. (1955)** - Radiocarbon Dating. 2e édition. University of Chicago Press, Chicago (Ill.), 175 p.

- LIDSTROM, M. & SOMERS, L.** (1984) - Seasonal study of methane oxidation in Lake Washington *Applied and Environmental Microbiology*, 47, 1255-1260.
- LINDSAY, R. A.** (1995) - Bogs : the ecology, classification and conservation of ombrotrophic mires. Scottish Natural Heritage, Edinburgh, 120 p.
- LOWE, J. J. & WALKER, M. J. C.** (1997) - Reconstructing Quaternary Environments, 2nd edition (hardcover). Prentice Hall, England, 472 p.
- LOXHAM, M. & BURGHARDT, W.** (1986) - Saturated and unsaturated permeabilities of North German peats. *In Peat and water*, ed. C.H. Fuchsman, Elsevier Applied Science Publishers, London, 37-59.
- MALLIK, A. U. , GIMINGHAN, C. H. , RAHMAN, A. A.** (1984) - Ecological effects of heather burning : I. Water infiltration moisture retention and porosity of surface soil. *Journal of Ecology*, 72, 767-776.
- MALTBY, E. , LOGAN, D. V. , IMMIRZI, C. P. , TELLAM, J. H. , PEIJL, M. J. V. D.** (1994) - Building a new approach to the investigation and assessment of wetland ecosystem functioning. *In Global Wetlands : Old and New World*, ed. W.J. Mitsch, Elsevier Science B.V., 637-658.
- MANNEVILLE, O.** (1999) - Les tourbières de France, causes de régression, intérêts de leur conservation, mise au point nomenclaturale. *Journal de la société Botanique de France*, 12, 73-82.
- MANNEVILLE, O.** (2001) - La diversité des tourbières en France et leur prise en compte dans les politiques de conservation. *In Outils pour la conservation de la biodiversité dans les domaines némoral et boréonémoral européens*, ed. Union européenne, 35-41.
- MANNEVILLE, O. , VERGNE, V. , VILLEPOUX, O.** (1999) - Le monde des tourbières et des marais. Delachaux et Niestlé, 320.
- MANNEVILLE, O. , VERGNE, V. , VILLEPOUX, O.** (2006) - Le monde des tourbières et des marais. 2ème édition. Delachaux et Niestlé, 320.
- MARKS, L.** (1992) - Osady i formy rzeźby jeziornej i bagiennej. *In Czwartorzęd, osady, metody badan, stratigraphia*, ed. L. Lindner, Warszawa, 242-263.
- MATHUR, S. P. , LEVESQUE, M.-P. , RICHARD, J. H.** (1982) - The establishment of synchrony between subsurface layers and estimation of overall subsidence of cultivated organic soils by a palynological method. *Can. J. Soil Sci.*, 62, 427-431.
- MERGOIL, J. , BOIVIN, P. , BLES, J. L. , CANTAGREL, J. M. , TURLAND, M.** (1993) - Le Velay, son volcanisme et les formes associées, notice de la carte à 1/100 000^{ème}.
- MIOUZE, C.** (1985) - Etude hydrologique et hydrogéologique du site expérimental de la Barthe. DEA Sciences de l'Eau, Université Paris VI, 88.
- MIRAS, Y.** (2004) - L'analyse pollinique du plateau de Millevaches (Massif central, France) et de sites périphériques limousins et auvergnats : approche des paléoenvironnements, des systèmes agropastoraux et évolution des territoires ruraux. Thèse de Doctorat "Sciences de la Vie", Université de Franche-Comté, 297 p.
- MISKOVSKY, J.-C. & DEBARD, E.** (2002) - Granulométrie des sédiments et étude de leur fraction grossière. *In Géologie de la Préhistoire*, ed. Mikowsky J.-C. [sous la direction. de], , GEOPRE, Presse universitaire de Perpignan, 479-401.
- MITSCH, W. J. & GOSSELINK, J. G.** (1993) - Wetlands (2nd ed.). Van Nostrand Reinhold Co., New York, 722p.
- MOLEN, W. H.** (1975) - Subsidence of peat after drainage. *In Hydrology of marsh-ridden areas. Proceedings of the Minsk Symposium, June 1972*, ed. The Unesco Press, IAHS, 183-186.
- MOORE, P. D.** (1975) - The origin of blanket mires. *Nature*, 256, 267-269.

- MOORE, P. D.** (1988) - The development of moorlands and upland mires. *In Archaeology and the flora of the British Isles : human influence on the evolution of plant communities*, ed. Martin Jones, Oxford University Committee for Archaeology, Monograph number 14, Botanical Society of the British Isles conference report number 19, 116-122.
- MOORE, P. D.** (1993) - The origin of blanket mire, revisited. *In Climate change and Human Impact on the Landscape*, ed. F. M. Chambers, Chapman & Hall, London, 217-225.
- MOORE, P. D. & BELLAMY, D. J.** (1974) - Peatlands. Elek Science, London, 221 p.
- MOORE, P. D. , MERRYFIELD, D. L. , PRICE, M. D. R.** (1984) - The vegetation and development of blanket mires. *In European Mires*, ed. P.D. Moore, Academic Press, 203-235.
- MOORHEAD, K. K.** (2003) - Effects of drought on the water-table dynamics of a southern appalachian mountain floodplain and associated fen. *Wetlands*, 23, (4), 792-799.
- MULLER, S. D.** (2002) - Influence de la végétation sur l'accumulation de la tourbe au Québec méridional. *C.R. Biologies*, 325, 629-640.
- MUNSELL COLOR, C.** (1992) - Munsell Soil color charts. Revisited edition. Newburgh, New York, USA.
- MYSLINSKA, E.** (2003) - Classification of organic soils for engineering geology. *Geological Quaterly*, 47, (1), 39-42.
- NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP** (1997) - The Canadian Wetland Classification System, Second Edition. Eds. B.G. Warner and C.D.A. Rubec, Wetlands Research Centre, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 68.
- NAUM, T. & BUTNARU, E.** (1967) - Les vulkanokarsts des Calimani. *Annales de spéléologie*, 22, (4), 725-755.
- NAUMAN, E.** (1929) - Die bodenablagerungen der seen. *Verb. d. Intern. Ver. f. Limnol*, 4, 32-106.
- NEHLIG, P. , BOIVIN, P. , DE GOËR, A. , MERGOIL, J. , PROUTEAU, G. , SUSTRAC, G. , THIÉBLEMONT, D.** (2003) - Les volcans du Massif Central. *Géologues*, n° spécial, 41 p.
- NICOD, J.** (1987) - Essai sur la problématique des dépressions volcano-karstiques et karsto-volcaniques. *In Karst et volcanisme*, ed. U.A. 903 du CNRS, Travaux XVI, 19-26.
- NILSSON, M. , KLARQVIST, M. , BOHLIN, E. , POSSNERT, G.** (2001) - Variation in ¹⁴C age of macrofossils and different fractions of minute peat samples dated by AMS. *The Holocene*, 11, 579-586.
- NORMAND, M.** (1973) - Le volcanisme de la bordure Sud-Orientale du Devès et du plateau d'Alleyrac (velay occidentale). thèse 3^{ème} cycle, Université de Paris VI, 231p.
- OKRUSZKO, H. & ILLNICKI, P.** (2003) - The moorsh horizons as quality indicators of reclaimed organic soils. *In Organic soil and peat material for sustainable agriculture, chap. 1*, ed. Parent L.E. & Illnick P. (Eds.), CRC Press LLC. USA Florida, 1-14 pp.
- OLSSON, L. U.** (1979) - A warning against radiocarbon dating of samples containing little carbon. *Boreas*, 8, 203-207.
- OLSSON, L. U.** (1986) - Radiometric dating. *In Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, ed. Berglund B.E., John Wiley & Sons, Chichester, 273-312.
- OTVOS, E. G.** (1976) - Pseudokarst and pseudokarst terrains. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1021-1027.
- PALANDRE, Y.** (2002) - Le réchauffement climatique dans le département de la Loire. mémoire de maîtrise, inédit, 2 vol. 99 p + 139p.

- PANDCOST, D. R. , GEEL, B. , BAAS, M. , SINNINGHE DAMSTÉ, J. S.** (2000) - ^{13}C values and radiocarbon dates of microbial biomarkers as tracers for carbon recycling in peat deposits. *Geology*, 28, (7), 663-666.
- PARENT, L.-E.** (2001) - Classification, pédogenèse et dégradation des sols organiques, chap. 10. In *Ecologie des tourbières du Québec-Labrador*, ed. Les Presses de l'Université Laval, 241-255.
- PARKER, G. , SHOWN, L. M. , K.W., R.** (1964) - Officer's cave, a pseudokarst feature in altered tuff and volcanic ash of the Jon Day formation in Eastern Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, 75, 394-411.
- PAYETTE, S.** (2001a) - Les principaux types de tourbières. In *Ecologie des tourbières du Québec-Labrador*, ed. Les Presses de l' Université de Laval, chapitre 2, 39-89.
- PAYETTE, S.** (2001b) - La stratigraphie. In *Ecologie des tourbières du Québec-Labrador*, ed. Les Presses de l' Université de Laval, chap. 17, 345-370.
- PAYETTE, S. & ROCHEFORT, L.** (2001) - Ecologie des tourbières du Québec-Labrador. Les Presses de L'Université de Laval, 621.
- PEARSALL, W. H.** (1950a) - Mountains and Moorlands. *New Naturalist Series, Collins, Londres*, 312 p.
- PEARSALL, W. S.** (1950b) - Moontains and moorlands. *New Naturalist Series*, London.
- PHILIBERT, M.** (1975) - Le peuplement préhistorique du bassin supérieur de la Loire, Thèse 3è cycle. Paris I, 1023 p.
- PHILIBERT, M.** (1982) - Le peuplement préhistorique du basin supérieur de la Loire. Centre d'Etudes Foreziennes, Archéologie, 456 P.
- PISSART, A.** (1956) - L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 79, 119-31.
- PISSART, A.** (1963) - Les traces de 'pingos' du Pays de Galles (Grande Bretagne) et du Plateau des Hautes Fagnes (Belgique). *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 7, (2), 147-65.
- PISSART, A.** (1983) - Remnants of periglacial mounds in the Hautes Fagnes (Belgium). Structure and age of the ramparts. *Geologie en Mijnbouw*, 62, 551-555.
- PISSART, A.** (1999) - Les traces de buttes cryogènes des Hautes Fagnes. Gotes, viviers, pingos, palses, lithalses. Pourquoi la terminologie a-t-elle changée ? *Hautes Fagnes*, 2, 44-50.
- PISSART, A.** (2000) - Remnants of Lithalsas of the Hautes Fagnes, Belgium: A Summary of Present-day Knowledge. *Permafrost Periglac. Process.*, 11, 327-355.
- PISSART, A.** (2002) - Palsas, lithalsas and remnants of these periglacial mounds. A progress report. *Progress in Physical Geography*, 26, (4), 605-621.
- POIZAT, M. & ROUSSET, C.** (1975) - Les calottes de glace quaternaires des monts d'Aubrac. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 2, 171-190.
- PONS, A. , BEAULIEU (DE), J.-L. , GUENET, P. , REILLE, M.** (1987) - Les enseignements de l'analyse pollinique des anciens lacs du Massif Central. In *Travaux français en Paléolimnologie*, ed. Documents du C.E.R.L.A.T., mémoire n°1, 97-111.
- PORTERET, J.** (*en cours*) - Fonctionnement hydraulique et hydrologique des têtes de bassins versants tourbeuses du Nord-Est du Massif Central. Thèse pour le doctorat de géographie, Université Jean Monnet de Saint-Etienne, (*en cours*).
- POTONIÉ, H.** (1908) - Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten Band I-III. *Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt*, Heft 55, 899 p.
- PREVOST, M. , BELLEAU, P. , PLAMONDON, A. P.** (1997) - Substrate conditions in a treed peatland : Responses to drainage. *Ecoscience*, 4, 543-554.

- PRICE, J. S.** (1996) - Hydrology and microclimate of a partly restored cutover bog. *Hydrological processes*, 10, (10), 1263-1272.
- PRICE, J. S.** (2001) - L'hydrologie. In *Ecologie des tourbières du Québec-Labrador*, ed. Payette S. & Rochefort L., Les Presses de L'Université de Laval, 141-158.
- PRICE, J. S. & WOO, M. K.** (1988) - Studies of a subarctic coastal marsh, I. Hydrology. *Journal of Hydrology*, 103, 275-292.
- PRICE, J. S. & MALONEY, D. A.** (1994) - Hydrology of a patterned bog-fen complex in southeastern Labrador, Canada. *Nordic hydrology*, 25, 313-330.
- PROCTOR, M. C. F. & MALTBY, E.** (1998) - Relations between acid atmospheric deposition and the surface pH of some ombrotrophic bogs in Britain. *Journal of Ecology*, 86, (2), 329-340.
- PUYTORAC, P. D. , TORT, M. , PETERLONGO, J. , BOUTEVILLE, P. , GIGAULT, L. , VITTE, R. , FAIN, J.** (1997) - L'Auvergne, une exploration géologique, botanique et faunistique illustrée. Delachaux et Niestlé, 368 p.
- RAFTERY, B.** (1990) - Trackways through time: Archaeological investigations on Irish bog roads, 1985-1989. Headline Publishing, Dublin, 75 p.
- RAMSAR** (1999) - L'homme et les zones humides : un lien vital. In *7e Session de la Conférence des Parties contractantes à la Convention sur les zones humides (Ramsar), Recommandation 7.1*, San José, Costa Rica, 10 au 18 mai.,
- RAYNAL, J.-P. , LE CORRE-LE BEUX, M. , SANTAGATA, C. , FERNANDES, P. , GUADELLI, J.-L. , FIORE, I. , TAGLIACCOZZO, A. , LEMORINI, C. , RHODES, E.-J. , BERTRAN, P. , KIEFFER, G. , VIVENT, D.** (2003) - Paléolithique moyen dans le Sud du Massif Central : les données du Velay (Haute-Loire, France). In *Données récentes sur les modalités de peuplement et sur le cadre chronostratigraphique, géologique et paléogéographique des industries du Paléolithique inférieur et moyen en Europe*, ed. Rennes, 22-25 septembre 2003, 27 p.
- RAYNAL, J. P.** (1986) - Chronostratigraphie et paléoenvironnements du Paléolithique moyen dans le Massif central français. Implications culturelles. In *Actes du colloque international : L'Homme de Néandertal. Centenaire de la découverte de l'Homme de Spy*, ed. Liège, 337 p.
- REEVE, A. S. , SIEGEL, D. I. , GLASER, P. H.** (2000) - Simulating vertical flow in large peatlands. *Journal of Hydrology*, 227, 207-217.
- REFFAY, A.** (1972) - Les montagnes de l'Irlande septentrionale. Contribution à la géographie physique de la montagne atlantique. Thèse de doctorat d'état, Grenoble, 614.
- REFFAY, A.** (2001) - Types de karsts en terrain volcanique : revue bibliographique. *Géomorphologie*, 2, 121-126.
- REILLE, M.** (1990a) - Leçons de palynologie et d'analyse pollinique. Editions du CNRS, 206 p.
- REILLE, M.** (1990b) - Pollen analysis of a long upper Pleistocene continental sequence in a Velay maar (Massif Central, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80, 35-48.
- REILLE, M.** (1991) - The vegetation history of Margeride (Massif Central, France) over the last ten thousand years : pollen analysis of the Fouon de la Bique peat bog. *Documents du C.E.R.L.A.T.*, mémoire N° 2, 323-336
- REILLE, M. & PONS, A.** (1982) - L'histoire récente de *pinus silvestris* L. en Margeride (Massif central, France) et la signification de cette essence dans la végétation actuelle. *C.R. Acad. Sc. de Paris*, t. 294, série III, 271-274.
- REILLE, M. & BEAULIEU, J.-L.** (1988) - History of the Würm and Holocene vegetation in western Velay (Massif Central, France) : a comparison of pollen analysis from three corings at lac du Bouchet. *Review of Palaeobotany and palynology*, 54, 233-248.

- REILLE, M. , BEAULIEU, J.-L. , PONS, A.** (1985) - Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation du Cézallier, de la planèze de Saint-Flour et de la Margeride (Massif Central, France). *Pollens et Spores*, Publications du Muséum d'Histoire Naturelle, XXVII, (2), 209-270.
- REILLE, M. , BEAULIEU (DE), J.-L. , SVOBODOVA, H. , ANDRIEU-PONEL, V. , C., G.** (2000) - Pollen analytical biostratigraphy of the last five climatic cycles from a long continental sequence from the Velay region (Massif Central, France). *Journal of Quaternary Science*, 15, (7), 665-685.
- RIOUAL, P.** (1995) - Les diatomées des dépôts lacustres du maar de Ribains (Haute-Loire), durant le dernier interglaciaire et les périodes qui l'encadrent. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, série II a, 705-712.
- RIOUAL, P. , ANDRIEU-PONEL, V. , BEAULIEU, J.-L. , REILLE, M. , SVOBODOVA, H. , BATTARBEE, R. W.** (2007) - Diatom responses to limnological and climatic changes at Ribains Maar (French Massif Central) during the Eemian and Early Würm. *Quaternary Science Reviews*, 26, (11-12), 1557-1609.
- ROMANOV, W.** (1968) - Hydrophysics of bogs. *Israel Progr. Sci. Transl.*, 299 p.
- ROUSE, W. R. , CARLSON, D. W. , WEICK, E. J.** (1992) - Impacts of summer warming on the energy and water balance of wetland tundra. *Climatic Change*, 22, 305-326.
- ROUSSET, C.** (1964) - Sur l'origine périglaciaire de petits lacs du massif d'Aubrac. *Bull. Soc. Géol. de France*, 6, 375-381.
- SALOMON, J.-N.** (2000) - Précis de Karstologie. Presses universitaires de Bordeaux, 250 p.
- SCHNITZER, M.** (1967) - Humic-fulvic acid relationships in organic soils and humification of the organic matter in these soils. *Can. J. Soil Sci.*, 47, 245-250.
- SCHNITZER, M. & KHAN, S. U.** (1978) - Soil organic matter. Elsevier, 320 p.
- SCHWANDES, L. P. & COLLINS, M. E.** (1994) - Distribution and significance of freshwater sponge spicules in selected Florida soils. *Transactions of the American Microscopical Society*, 113, (3), 242-257.
- SERNANDER, R.** (1908) - On the evidence of postglacial changes of climate furnished by the peat-mosses of northern Europe. *Geol. Fren. Frh.*, 30, 456-478.
- SERVICE DES TRAITEMENTS SYLVICOLES** (1993) - Guide sur le drainage sylvicole. Direction des communications du ministère de l'Énergie et des Ressources, Gouvernement du Québec, 53 p.
- SEYTRE, L.** (2002) - Inventaire et cartographie de la flore et des habitats naturels des Narces de la Sauvetat (Landos, Haute-loire). Conservation botanique national du Massif Central / Conseil Général de la Haute-Loire, 128p. + annexes, cartes des habitats hors texte.
- SEYTRE, L.** (2003) - Inventaire et cartographie de la flore et des habitats naturels des Narces de Ribains (Landos, Haute-Loire). Conservatoire Botanique du Massif Central, 93 p.
- SHORE, J. S. , BARTLEY, D. D. , HARKNESS, D. D.** (1995) - Problems encountered with the 14C dating of peat. *Quaternary Science Reviews*, 14, 373-383.
- SIEGEL, D.** (1983) - Ground water and the evolution of patterned mires, Glacial Lake Agassiz Peatlands, Minnesota. *Journal of Ecology*, 71, 913-921.
- SIEGEL, D. & GLASER, P.** (1987) - Groundwater flow in a bog-fen complex, Lost River Peatland, Minnesota. *Journal of Ecology*, 75, 743-754.
- SILINS, U. & ROTHWELL, R. L.** (1998) - Forest peatland drainage and subsidence affect soil water retention and transport properties in an Alberta peatland. *Soil Science Society of America Journal*, 62, 1048-1056.

- SILVESTRU, E.** (1990) - Proposition pour une classification litho-génétique des phénomènes karstiques. *Karstologia*, 15, 55-67.
- SIMMONS, L. G. & INNES, J. B.** (1985) - Late Mesolithic land use and its impact in the British uplands. In *The biogeographical impact of land use change : collected essays*, ed. R.T. Smith, Biogeographical Monographs, Biogeography Study Group, 2, 7-17.
- SJÖRS, H.** (1983) - Mires of Sweden. In *Ecosystems of the World. 4A : Mires : swamp, bog, fen and moor, regional studies*, ed. Elsevier, Amsterdam, 69-94.
- SJÖRS, H. & GUNNARSSON, U.** (2002) - Calcium an pH in north and central Swedish mire waters. *Journal of Ecology*, 90, 650-657.
- SMITH, A. G.** (1975) - Neolithic and Bronze age landscape changes in Northern Ireland. In *The effect of man on the landscape : the Highland zone*, ed. Limbrey S. Evans J.G., Cleere H., Council for British Archaeology, London, 64-74.
- SMITH, A. G. & CLOUTMAN, E. W.** (1988) - Reconstruction of Holocene vegetation history in three dimensions at Waun Fignen Felen, an upland site in South Wales. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London [B]*, 322, 159-219.
- SOLEM, T.** (1986) - age, origin and development of blanket mires in Sor-Trondelag, central Norway. *Boreas*, 15, 101-115.
- STARON, G.** (1993) - L'hiver dans le Massif Central Français, étude de climatologie et d'hydrologie. Université de Saint-Etienne, 402 p.
- STEINER, G. M.** (1992) - Österreichischer Moorschtzkatalog. Grüne Reihz, Vienne, 530.
- STEVENSON, A. & MOORE, P. D.** (1988) - Studies in the Vegetational History of S. W. Spain. IV. Palynological Investigations of a Valley Mire at El Acebron, Huelva. *Journal of Biogeography*, 15, (2), 339-361.
- STONEK, W.** (1977) - Classification of muskeg. In *Muskeg Research Conference, 15th*, University of Toronto Press, Toronto and Buffalo, Canada.
- STUIVER, M. & POLLACH, H. A.** (1977) - Discussions of reporting 14C. *Radiocarbon*, 19, 355-363.
- STUIVER, M. & REIMER, P. J.** (1993) - Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- STUIVER, M. , REIMER, P. J. , REIMER, R. W.** (2005) - CALIB 5.0. [WWW program and documentation]. 25 p.
- STUIVER, M. , BRAZIUNAS, T. F. , BECKER, B. , KROMER, B.** (1991) - Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences of Late- Glacial and Holocene atmospheric 14C/ 12C change. *Quaternary Research*, 35, 1-14.
- SUCCOW, M. & LANGE, E.** (1984) - The mire types of the German Democratic Republic. In *European Mires*, ed. P.D. Moore, Academic Press, 149-175.
- SUCHEL, J.-B.** (1990) - Le climat des Monts du Forez. In *Les monts du Forez, le milieu et les hommes*, ed. CEF, Université Jean Monnet, 81-98.
- TAILLIS, J. H.** (1975) - Tree remains in southern Pennine peats. *Nature*, 256, 482-484.
- TALLIS, J. H.** (1964) - The pre-peat vegetation of the southern Pennines. *New Phytologist*, 63, 363-373.
- TALLIS, J. H.** (1991) - Forest and Moorland in the South Pennine Uplands in the Mid-Flandrian Period.: III. The Spread of Moorland--Local, Regional and National. *The Journal of Ecology*, 79, (2), 401-415.
- TANSLEY, A. G.** (1911) - Type of British vegetation. Cambridge University Press, 416.

- TAYLOR, C. H.** (1982) - The effects on storm runoff of seasonal variations in contributing zones of small watersheds. *Nordic Hydrology*, 13, 165-182.
- TAYLOR, J. A. & SMITH, R. T.** (1980) - The role of pedogenic factors in the initiation of peat formation, and in the classification of mires. In *Proceedings of the 6th International Peat Congress*, ed. Internatinal Peat society, Duluth, USA, 109-118.
- THEBAUD, G.** (1988) - Le Haut-Forez et ses milieux naturels. Apports de l'analyse phytosociologique pour la connaissance écologique et géographique d'une moyenne montagne cristalline Subatlantique. Thèse d'Etat, Université de Clermont 2, 330.
- THEBAUD, G.** (1990) - Groupements végétaux et dynamique de la végétation des tourbières du Haut-Forez. In *Production primaire et accumulation de matière organique dans les tourbières à sphaignes des Monts du Forez (Puy-de-Dôme), influence des activités humaines sur leur fonctionnement et leur évolution*, ed. A.J. Francez, Rapport de fin de contrat, convention SRETIE - CEREMCA, n°86 242 EGP : I - XXXIII,
- THEBAUD, G. & CUBIZOLLE, H.** (2002) - Peatlands in the northeast of Massif Central (France). In *Compte-rendu des 7ème Rencontres de l'International Mires Conservation Group*,
- THEBAUD, G. & DESFOUGÈRES, S.** (2004) - Ecomplexe tourbeux des sources du Lignon (Loire, Massif Central) : milieux végétaux et cartographie. *Journal Botanique de la Société Botanique de France*, 26, 9-17.
- THEBAUD, G. , CUBIZOLLE, H. , PETEL, G.** (2003) - Etude préliminaire des haut marais ombrotrophes du Forez septentrional et des Bois Noirs (Massif Central France) : Végétation, évolution et dynamique actuelle. *Acta Botanicae Gallica*, 150, (1), 35-57.
- THOMPSON, D. P.** (1989) - Basal Radiocarbon Ages : A Comment. *Ecology*, 70, 1186-1188.
- TOLONEN, K. , POSSNERT, G. , JUNGNER, H. , SONNINEN, E. , ALM, J.** (1993) - High resolution ¹⁴C dating of surface peat using the AMS technique. *Suo*, 4-5, 271-275.
- TORT, M.** (1988a) - Inventaire départemental et propositions pour la gestion des tourbières de la Haute-Loire. CPIE du Velay, Le Puy, 47 p. + annexes.
- TORT, M.** (1992) - Quelques clefs pour comprendre une tourbière : du marais de Limagne aux tourbières à bouleau nain de la Margeride. APBG, Biologie Végétale, 17-26.
- TORT, M.** (2005) - Tourbières et marais en Haute-Loire. *Cahiers de la Haute-Loire, Revue d'études locales*, 19-111.
- TORT, M. & VILLEPOUX, O.** (1984) - Etude botanique et zoologique du Marais de Limagne (Haute-Loire). D.R.A.E., Auvergne, 1 vol.
- TORT, M. & VILLEPOUX, O.** (1985) - Témoin exeptionnel des tourbières de maar : le Marais de Limagne. *Nat. Viv.*, 23, 2-9.
- TORT, M. , LAURENT, E. , PASSERON, J.** (1986) - Une nouvelle espèce protégée dans le Marais de Limagne (Haute-Loire) : *Drosera anglica* Huds. *Nature* 43, 34, p. 16.
- TOURMAN, A.** (2000) - La mise en place des tourbières dans le bassin amont de la Loire : approche paléogéographique et exploitation des datations par le radiocarbone. Mémoire de D.E.A. Université Jean Monnet, Saint-Etienne, 59 p.
- TURNER, R. C. & SCAIFE, R. G.** (1995) - Bog Bodies : New Discoveries and New Perspectives. British Museum Press, London, 256 p.
- VALADAS, B.** (1984) – Les Hautes Terres du Massif Central français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Thèse de doctorat d'Etat, Université Paris I – Pantheon – Sorbonne, 927 p.

- VAN DER PLICHT, J.** (1998) - Radiocarbon calibration : towards the complete dating range. Actes du colloque "14C et Archéologie". In *3ème congrès international, Lyon 6-10 avril, Mémoires de la Société Préhistorique Française, t. XXVI*, supplément à la revue d'Archéométrie, 73-77.
- VAN GEEL, B.** (1978) - A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 25, 1-120.
- VAN SETERS, T. E. & PRICE, J. S.** (2001) - The impact of peat harvesting and natural regeneration on the water balance of abandoned cutover bog, Quebec. *Hydrological Processes*, 15, 233-248.
- VERGNE, V.** (1989) - L'évolution tardiglaciaire et holocène d'un piémont de moyenne montagne cristalline : l'Artense. Université Paris I Pantéon-Sorbonne, 354 p.
- VESKI, S., SEPPÄ, H., OJALA, A. E. K.** (2004) - Cold event at 8200 yr B.P. recorded in annually laminated lake sediments in eastern Europe. *Geology*, 32, (8), 681-684.
- VEYRET, Y.** (1981) - Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif Central français : problème de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Paris, 783 p.
- VISCOMTE, J.** (1973) - Le Velay, des origines du pays à la fin de sa préhistoire. Tome I, 277 p.
- VIZINET, J. & DE REVIERS, B.** (1995) - Les utilisations des diatomées. *Vie et milieu*, vol. 45, (3-4), 301-314.
- VON POST, L.** (1924) - Das Genetische system der organogenen Bildugbeeb Schwedens. In *Memoires sur la nomenclature et la classification des sols*, ed. Committee of Soil Science, Helsinki, 287-304.
- WADINGTON, J. M. & ROULET, N. T.** (1997) - Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland. *Journal of Hydrology*, 191, 122-138.
- WASTIAUX, C.** (2000) - Facteurs hydrologiques de la dégradation des tourbières hautes à sphaignes des Hautes-Fagnes (Belgique). Université de Liège, 223.
- WEBER, C. A.** (1900) - Über die Moore, mit besondere Berücksichtigung der zwischen Unterweser und Unterelbe Liegenden. *Jahresbericht der Männer von Morgenstern*, 3, 3-23.
- WEBER, C. A.** (1902) - Über die vegetation und entstehung des hochmoors von Augusumal in Memeldelta mit vergleichenden Ausblicken auf andere hochmoore der erde. Paul Parey, Berlin, 252.
- WEBER, C. A.** (1903) - Über die bezeichnung "moor", "torf" und "humus". Protok. 50 Sitzung Zentr. Moor Kommn, 42-52.
- WHEELER, B. D.** (1999) - Water and plants in freshwater wetlands. In *Ecohydrology*, ed. Baird A.J. & Wilby R.L., Routledge, London, 127-180.
- WHEELER, B. D. & PROCTOR, M. C. F.** (2000) - Ecological gradients, subdivisions and terminology of north-west European mires. *Ecology*, 88, 187-203.
- WILLIAMS, J. & YAVITT, J. B.** (2003) - Botanical composition of peat and degree of peat decomposition in three temperate peatlands. *Ecoscience*, 10, (1), 85-95.
- WOO, M. K. & VALVERDE, J.** (1981) - Summer streamflow and water level in a midlatitude forested swamp. *Forest Science*, 27, 177-189.
- WOODS, C.** (1976) - Caves in rocks of volcanic origin. In *The science of speleology*, ed. T.D. Ford and C.H.D. Cullingford, Academic Press, New York, 127-150.
- YIM, W. W.-S., HUANG, G., FONTUGNE, M. R., HALE, R. E., PATERNE, M., PIRAZZOLI, P. A., RIDLEY THOMAS, W. N.** (2006) - Postglacial sea-level changes in the northern South China Sea continental shelf : Evidence for a post-8200 calendar yr BP meltwater pulse. *Quaternary International*, 145-146, 55-67.

YU, Z. C. , VITT, D. H. , CAMPBELL, I. D. , APPS, M. J. (2003) - Understanding Holocene peat accumulation pattern of continental fens in western Canada. *Canadian Journal of Botany*, 81, 267-282.

ZOLTAI, S. C. (1988) - Wetland environments and classification. *In Wetlands of Canada. Ecological Land Classification*, ed. Ottawa Environment Canada, and Polyscience Publications Inc., Montreal, 24, 3-26.

ZOLTAI, S. C. (1995) - Permafrost distribution in peatlands of west-central Canada during the Holocene warm period 6000 years BP. *Géographie physique et Quaternaire*, 49, (1), 45-54.

ZOLTAI, S. C. & VITT, D. H. (1990) - Holocene climatic change and the distribution of peatlands in western interior Canada. *Quaternary Research*, 33, 231-240.

Annexes

Annexe 1

Test de Von Post (Parent 2001)

FIBRIQUE :

- H1** : Tourbe non décomposée qui, lorsqu'on la presse dans la main, libère une eau presque limpide. Les résidus de plantes sont facilement identifiables. Ne contient aucun matériel amorphe.
- H2** : Tourbe qui n'est pratiquement pas décomposée et qui, lorsqu'on la presse dans la main, libère une eau très peu colorée (brun-jaune). Les résidus de plantes sont encore facilement identifiables. Ne contient aucun matériel amorphe.
- H3** : Tourbe très peu décomposée qui, lorsqu'on la presse dans la main, libère une eau trouble de couleur brun pâle. Aucun matériel ne s'échappe entre les doigts. Les résidus de plantes sont encore identifiables. Ne contient aucun matériel amorphe.

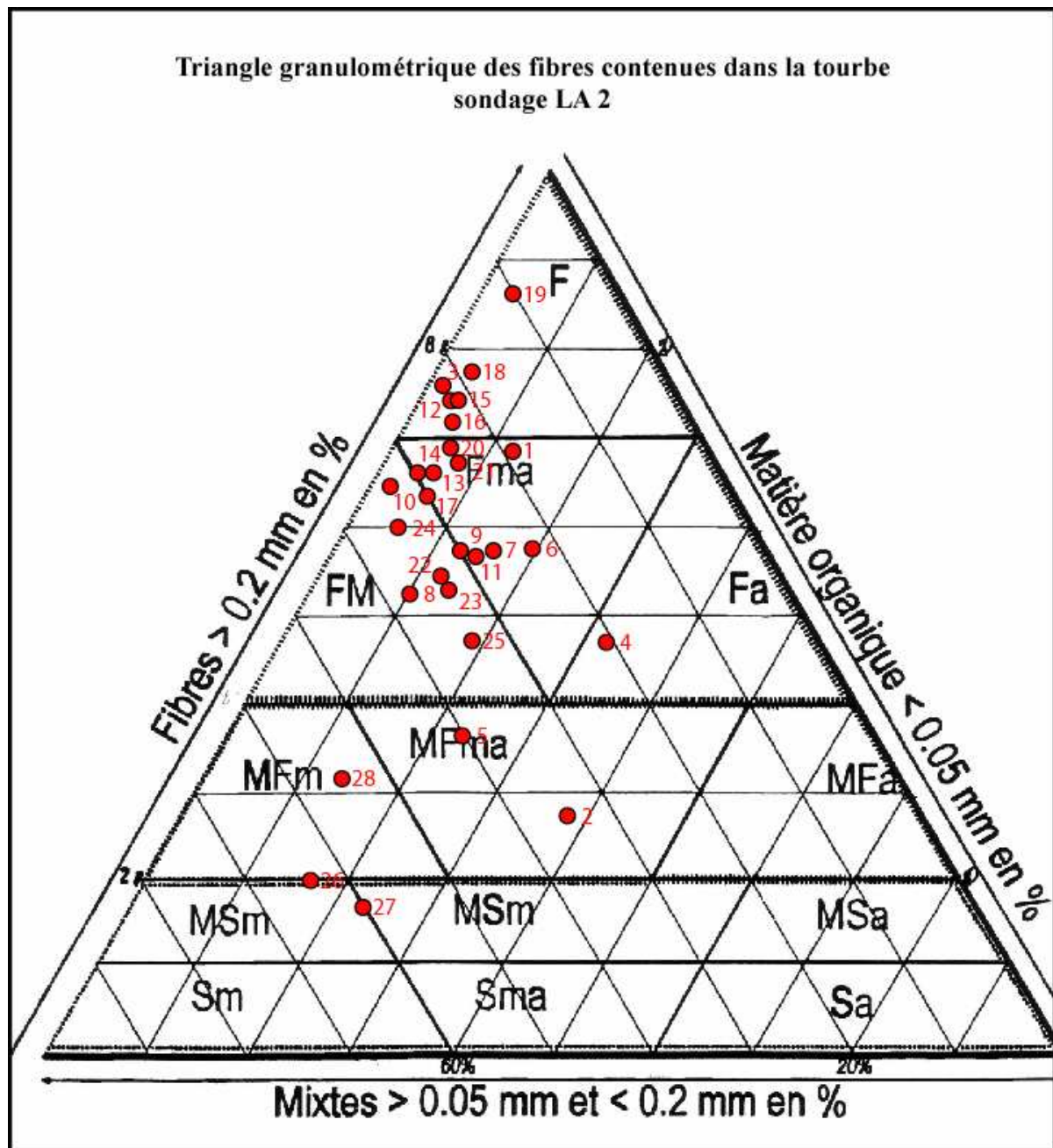
MESIQUE :

- H4** : Tourbe peu décomposée qui, lorsqu'on la presse dans la main, libère une eau trouble de couleur brun foncé. Quelques particules de matériel passe entre les doigts, et le matériel pressé qui reste dans la main est légèrement collant. Les résidus de plantes sont encore identifiables, quoique certains critères d'identification soient disparus.
- H5** : Tourbe décomposée qui, lorsqu'on la presse dans la main, laisse échapper une eau trouble très trouble chargée de particules organiques. Le matériel pressé qui reste dans la main est collant. La structure des résidus de plantes est assez distincte.
- H6** : Tourbe plutôt décomposée dont il est difficile de reconnaître la structure des constituants. Lorsqu'on presse dans la main, environ un tiers du matériel s'échappe entre les doigts. Il y a très peu d'eau libre, laquelle est boueuse. Ce qui reste dans la main est assez collant mais l'identification des constituants se fait plus facilement qu'avant le pressage.

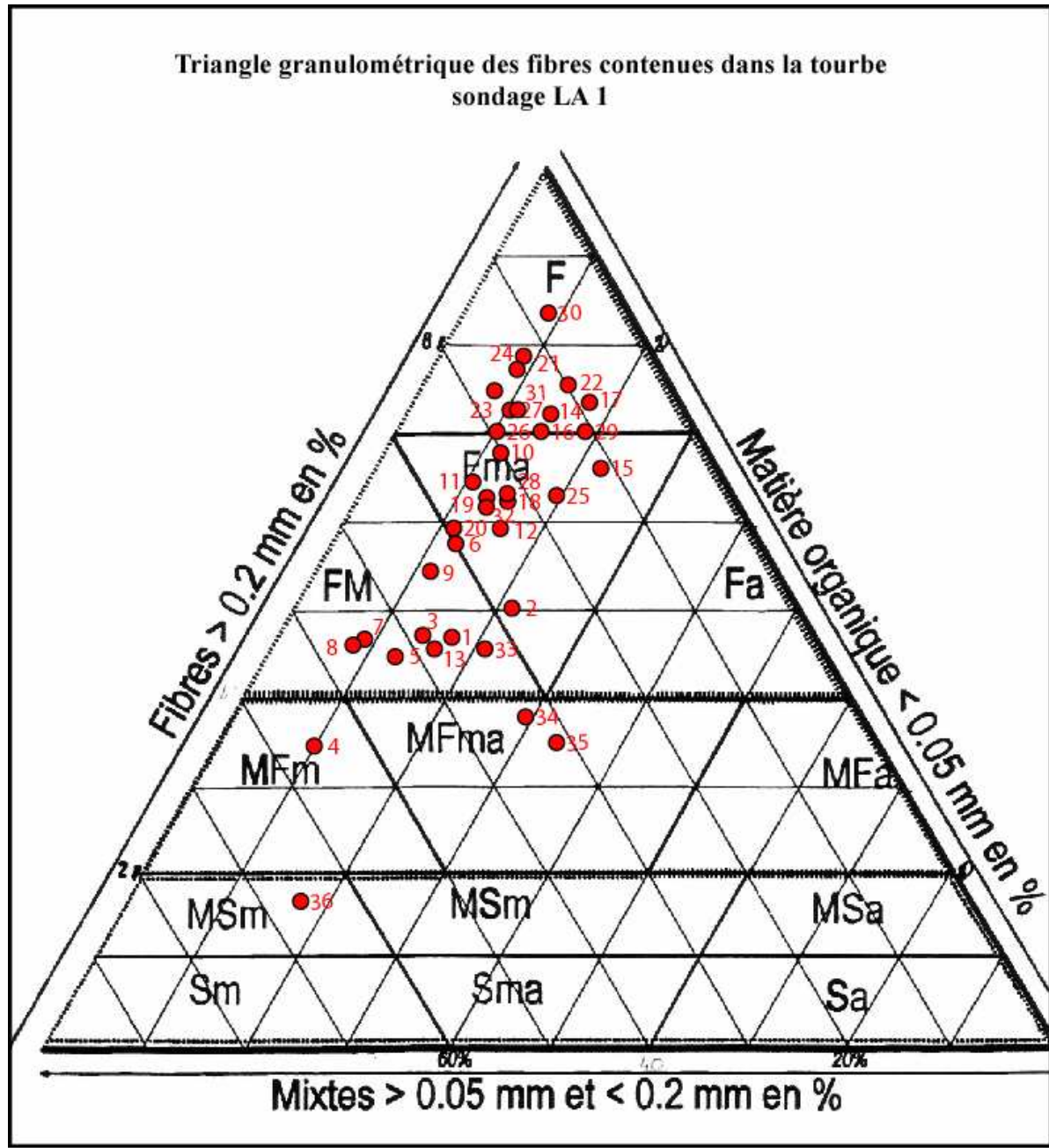
SAPRIQUE :

- H7** : Tourbe décomposée dont il est difficile de reconnaître la structure des constituants. Lorsqu'on presse dans la main, environ la moitié du matériel passe entre les doigts. L'eau, s'il y en a, est très boueuse.
- H8** : Tourbe très décomposée dont il est fort difficile de reconnaître la structure des constituants. Lorsqu'on la presse dans la main, environ les deux tiers du matériel passe entre les doigts. Ce qui reste dans la main est principalement constitué de racines et de fibres qui résistent à la décomposition.
- H9** : Tourbe presque entièrement décomposée dont il n'est presque plus possible de reconnaître la structure des constituants. Lorsqu'on la presse dans la main, presque tout le matériel s'échappe entre les doigts sous forme de boue.
- H10** : Tourbe complètement décomposée dont la structure des constituants est indiscernable. Lorsqu'on la presse dans la main, tout le matériel s'échappe entre les doigts.

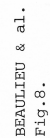
Annexe 2



Annexe 3



Annexe 4



Annexe 5

Analyses macrofossiles de la carotte de tourbe de Ribains

020-025 cm

Tourbe d'herbacées et mousses brunes

- 51 graines de *Carex*
- 37 graines de Caryophyllaceae (sûrement le genre *Silene*)
- 1 graine de *Menyanthes trifoliata*

040-043 cm

Tourbe d'herbacées et mousses brunes

- 4 graines de *Carex*

060-061 cm

Tourbe d'herbacées et mousses brunes

- 26 graines de *Carex*
- 1 graine de Caryophyllaceae (sûrement le genre *Silene*)
- 3 graines de *Potentilla palustris*

080-082 cm

Tourbe d'herbacées et mousses brunes

- 1 sclérote de *Cenococcum*
- 25 graines de *Carex*

100-105 cm

Tourbe d'herbacées et mousses brunes

- 11 graines de *Carex*

120-123 cm

Tourbe d'herbacées avec radicelles

- 41 graines de *Carex*

140-143 cm

Tourbe d'herbacées et mousses brunes

- 5 graines de *Carex*

160-162 cm

Tourbe d'herbacées et mousses brunes

- 1 graine de *Menyanthes trifoliata*
- 86 graines de *Carex*

180-183 cm

Tourbe d'herbacées avec radicelles

- 7 graines de *Carex*

200-203 cm

Tourbe d'herbacées et mousses brunes

- 1 graine de Renonculaceae
- 42 graines de *Carex*
- 1 graine de Caryophyllaceae (sûrement le genre *Silene*)
- 1 graine de *Potentilla palustris*
- 1 graine inconnue (je vais sans doute pouvoir l'identifier)

220-222 cm

Tourbe d'herbacées avec radicelles

- Aucun macroreste

240-242 cm

Tourbe d'herbacées avec particules minérales

- 1 graine de *Carex*

260-262 cm

Matrice d'herbacées avec radicelles

- Aucun macroreste

280-283 cm

Tourbe d'herbacées

- 1 graine de *Carex*

300-303 cm

Tourbe d'herbacées et de radicelles

- Aucun macroreste

320-322 cm

Tourbe d'herbacées

- 52 graines de *Carex*
- 4 sclérotés de *Cenococcum*

340-342 cm

Tourbe d'herbacées et de radicelles

- 2 graines de *Carex*
- 2 sclérotés de *Cenococcum*

360-363 cm

Tourbe d'herbacées

- Aucun macroreste
- un morceau de bois

380-382 cm

Tourbe d'herbacées

- 8 graines de *Carex*

400-403 cm

Tourbe de mousses brunes
-9 graines de *Carex*
-1 graine de *Betula*

420-422 cm

Tourbe de mousses brunes
-1 graine de *Menyanthes*
-2 graines de *Betula*

440-442 cm

Tourbe de mousses brunes
-6 graines de *Betula*
-28 graines de *Menyanthes*
-1 graine de *Carex*

460-462 cm

Tourbe d'herbacées
-24 graines de *Carex*
-50 graines de *Betula*

480-483 cm

Tourbe d'herbacées
-Aucun macroreste

500-503 cm

Tourbe d'herbacées
-Aucun macroreste

520-523 cm

Tourbe d'herbacées avec particules minérales
-2 graines de *Betula*
-1 graine de *Potamogeton*

540-543 cm

Tourbe d'herbacées
-1 graine de *Menyanthes*

570-573 cm

Sédiment lacustre (gyttja) avec particules minérales
-1 graine de *Betula*
-1 graine de *Potamogeton*

580-583 cm

Sédiment lacustre (gyttja) avec particules minérales
-3 graines de *Betula*
-1 graine de *Potamogeton*

600-603 cm

Sédiment lacustre (gyttja) avec particules minérales

- 1 graine de *Potamogeton*
- 1 graine de *Betula*

620-623 cm

Sédiment lacustre (gyttja) avec particules minérales

- 1 graine de *Potamogeton*
- 2 graines de *Ranunculus*

640-643 cm

Sédiment lacustre (gyttja) avec particules minérales

- 1 graine de *Potamogeton*
- >200 graines de *Chara/Nitella*

660-662 cm

Sédiment lacustre (gyttja) avec particules minérales

- 1 graine de *Ranunculus*
- 1 graine inconnue (je vais sans doute pouvoir l'identifier)
- >200 graines de *Chara/Nitella*

680-682 cm

Sédiment lacustre (gyttja) avec particules minérales

- >200 graines de *Chara/Nitella*

700-704 cm

Sédiment lacustre (gyttja argileuse) avec particules minérales

- 1 graine de *Ranunculus*
- >200 graines de *Chara/Nitella*

720-723 cm

Sédiment lacustre (gyttja argileuse) avec particules minérales

- 1 graine de *Ranunculus*
- >200 graines de *Chara/Nitella*

740-742 cm

Sédiment lacustre (gyttja argileuse) avec particules minérales

- 1 graine de *Ranunculus*
- >200 graines de *Chara/Nitella*

760-762 cm

Sédiments lacustres (gyttja argileuse) avec particules minérales

- >200 graines de *Chara/Nitella*

780-783 cm

Sédiments lacustres (gyttja argileuse) avec particules minérales

- >200 graines de *Chara/Nitella*

Annexe 6

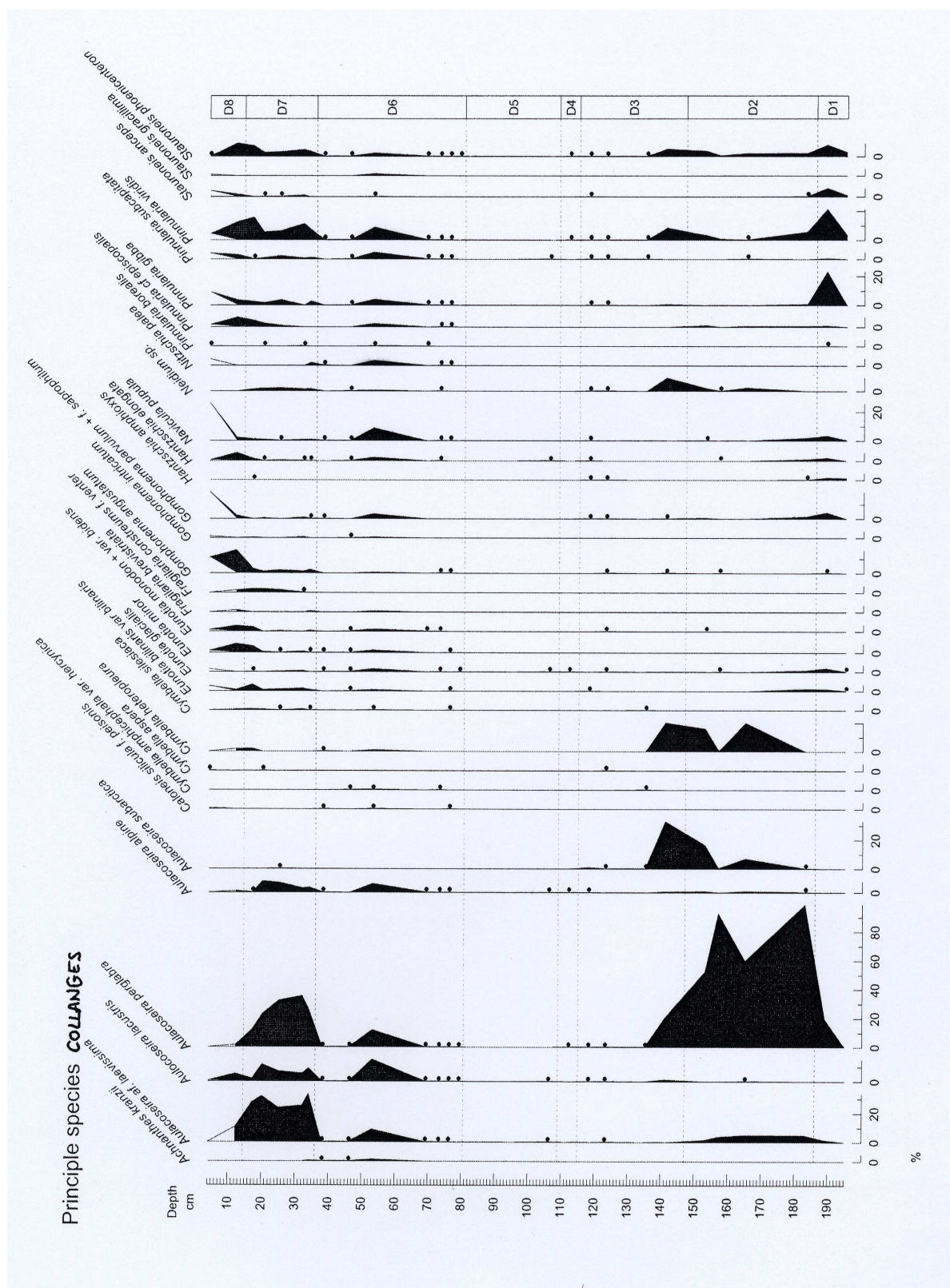
L'ensemble des diagrammes paléoécologiques sont répertoriés à la suite de cette page

Dans l'ordre :

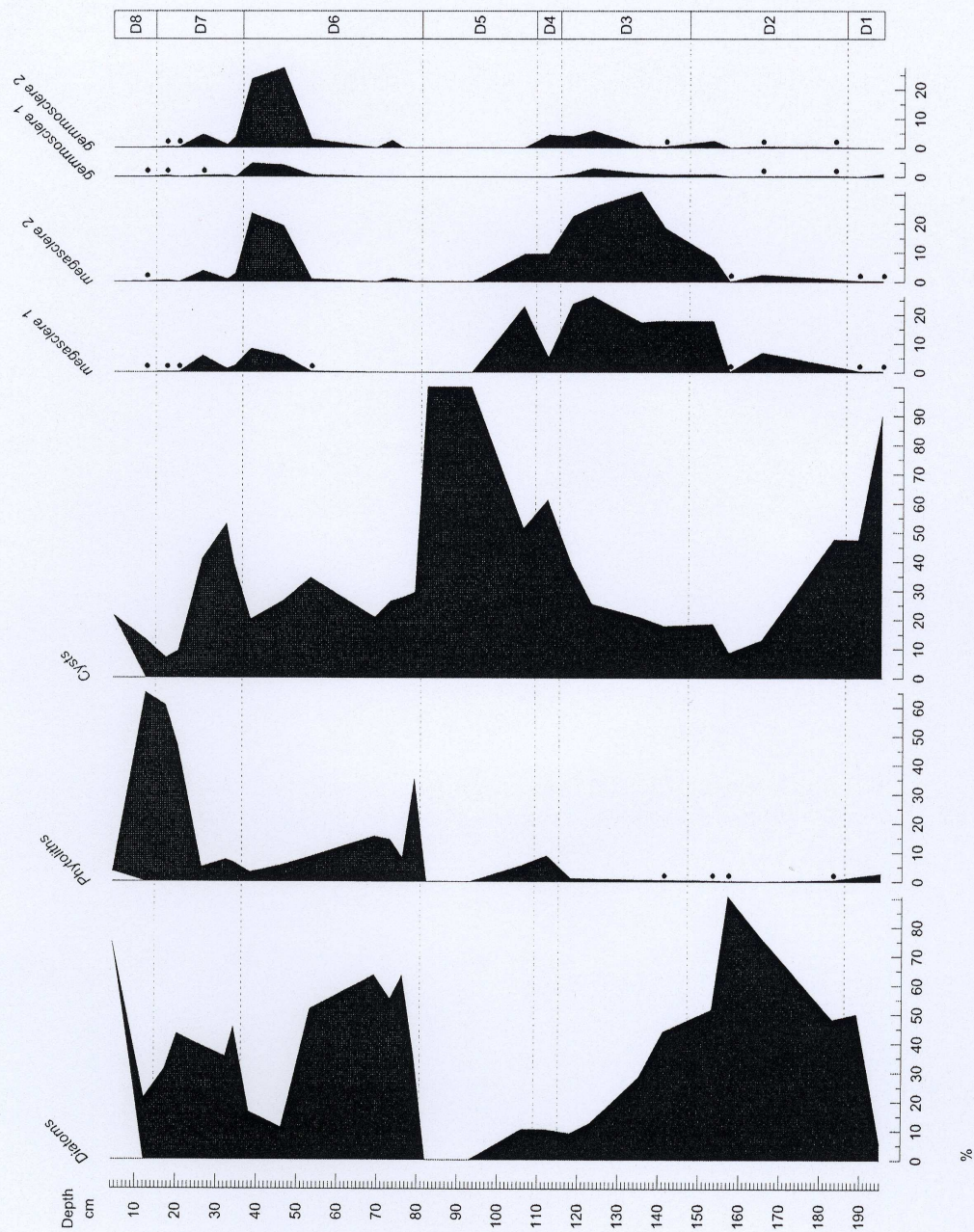
- Le diagramme palynologique de Collanges (C. Latour & J. Argant)
- Les diagrammes concernant l'étude des diatomées de Collanges (K. Serieyssol)
- Les diagrammes concernant l'étude des diatomées de Freycenet (K. Serieyssol)

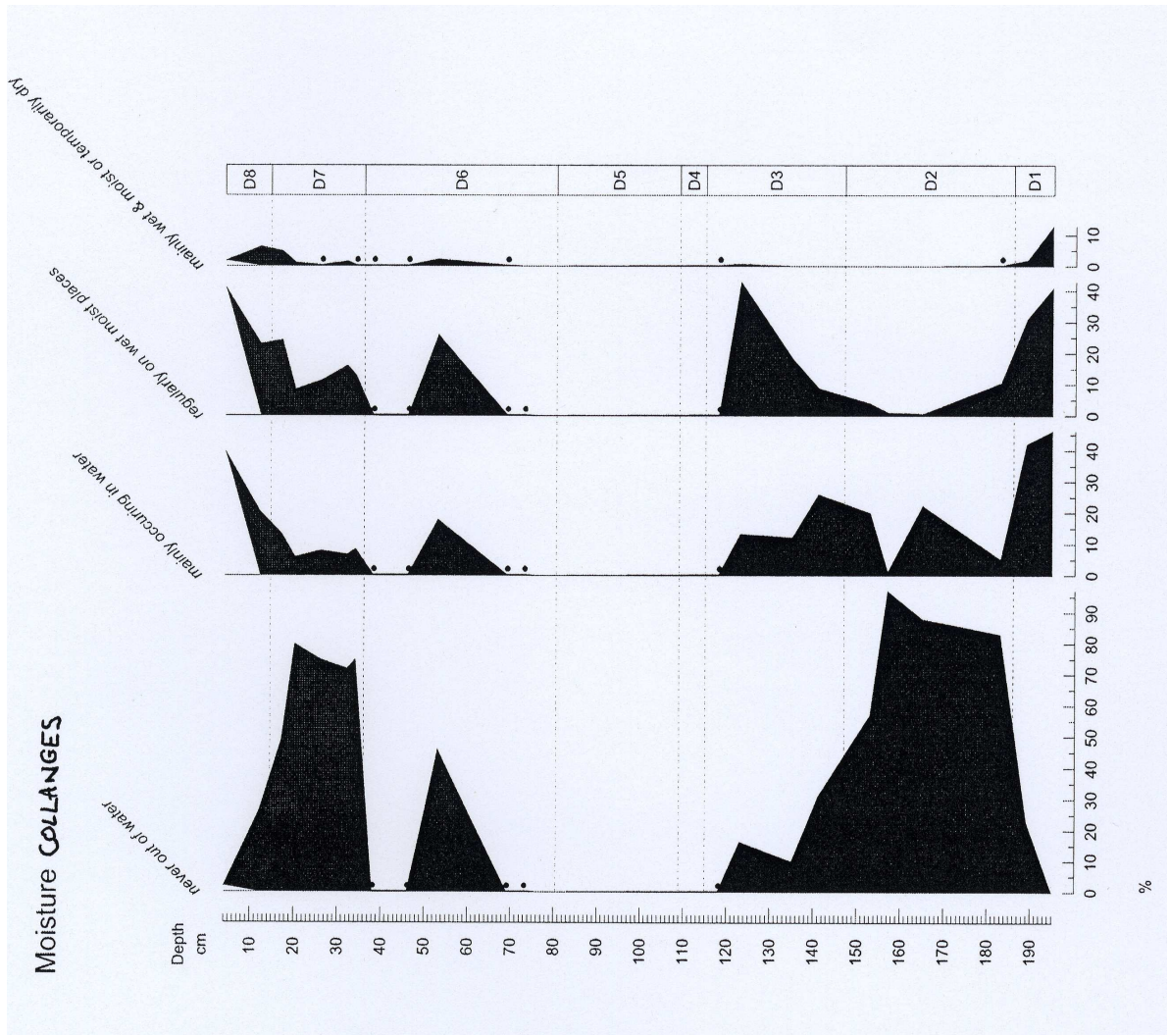
[illegible]

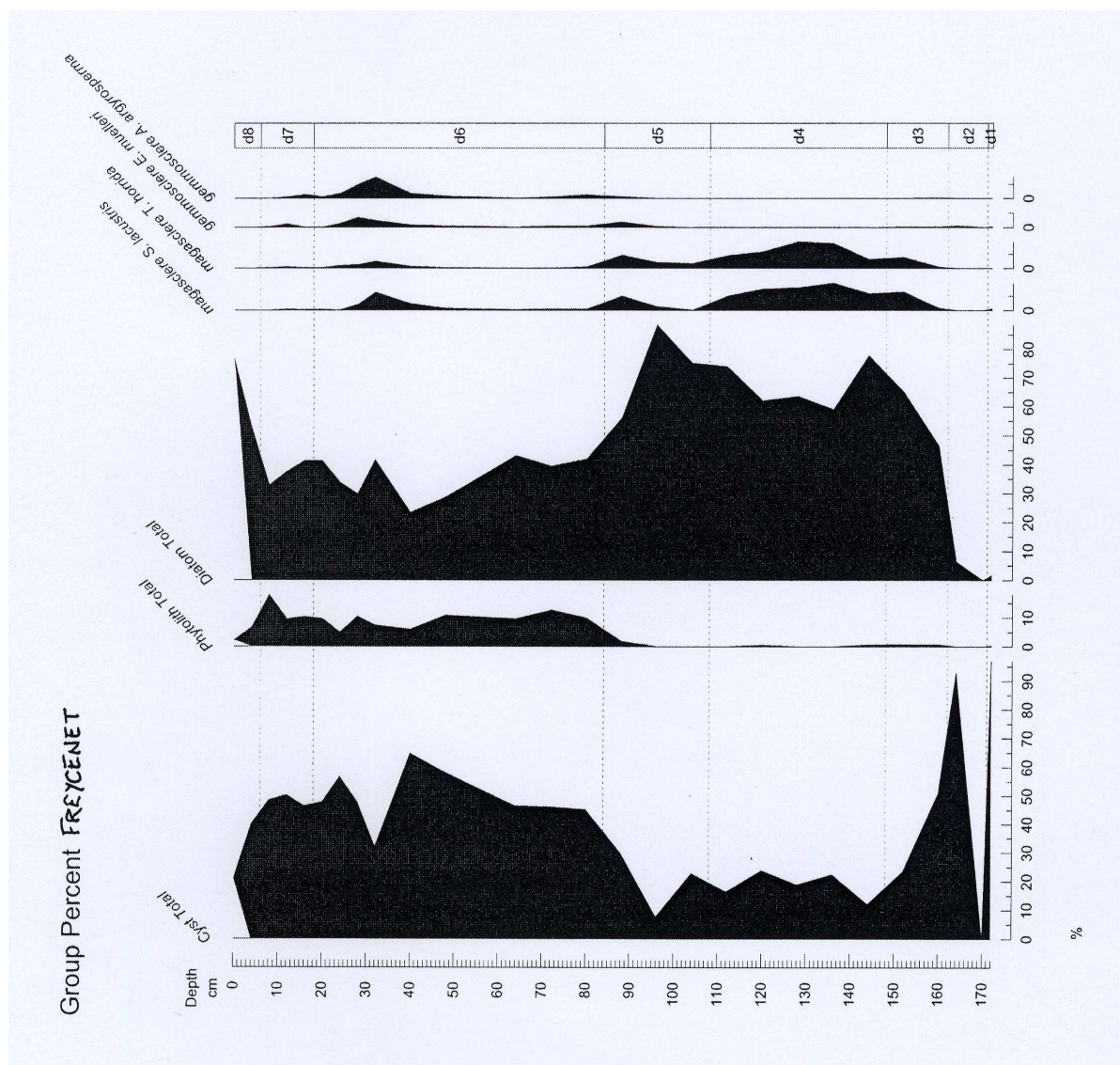
%

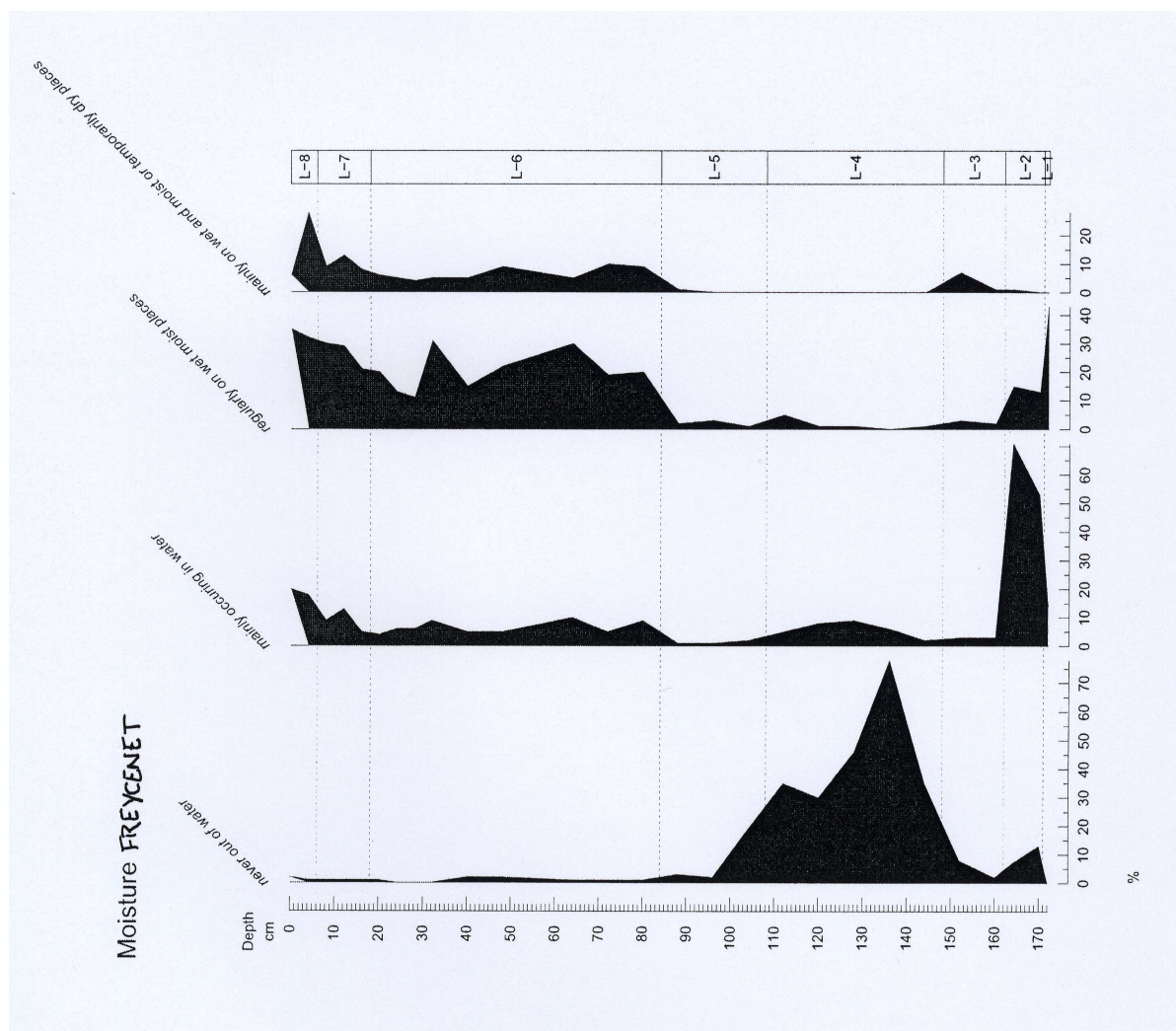


Siliceous Microfossil Groups **COLLAGES**









Annexe 7

Carte de localisation des habitats naturels et légende de la carte (Seytre 2003)

Carte de localisation de la végétation et des habitats naturels



Légende de la carte de localisation des habitats naturels

Végétations aquatiques et palustres

- 36 Complexe de cours d'eau légèrement fluente (dont la Prairie flottante à Catabrose aquatique)
- 37 Complexe mésotrophe d'ancienne fosse de tourbage (carigales, parvoroselières)
- 38 Complexe eutrophe de bassin de décantation (Voile aquatique à Lenticule mineure, ceintures amphibies, parvoroselières)

Carigales

- 39 Carigale d'atterrissement à Laiche paniculée
- 40 Carigale à Laiche ampoulée

Roselières

- 41 Roselière de bas niveau topographique à Phragmite commun et Ortie dioïque
- 42 Roselière phytosociologique de niveau topographique supérieur à Phragmite commun

Mégaphorbiales

- 43 Mégaphorbiale eutrophe à Epilobe hérissé (et/ou Angélique des bois)
- 44 Mégaphorbiale eutrophe à nitrophilie à Reine-des-Prés et Ortie dioïque
- 45 Complexe de Mégaphorbiale nitrophilie à Reine-des-Prés et Ortie dioïque, de reliques de Prairie humide du Callion palustris et de friches nitrophiles
- 46 Complexe de Mégaphorbiale eutrophe de ruisseau à Reine des prés, Chérophylle hérissé et Menthe à longues feuilles, de Mégaphorbiale eutrophe à nitrophilie à Reine des prés et de Prairie humide à Laiche cespiteuse

Bas-marais

- 47 Carigale mésotrophe à Laiche ampoulée, Prêle des marais, Laiche raide et/ou Laiche vésiculeuse
- 48 Bas-marais de bas niveau topographique à Potentille des marais et Laiche ampoulée
- 49 Bas-marais de niveau topographique moyen à Laiche filiforme, Potentille des marais et Violette des marais
- 50 variante à Phragmite commun
- 51 variante typique
- 52 Bas-marais de niveau topographique supérieur à Laiche filiforme, Molinie bleue et Violette des marais
- 53 Bas-marais à Laiche noire
- 54 Bas-marais à Laiche paradoxale

Prairies humides

- 55 Groupement à Calamagrostide négligé
- 56 Prairie humide à Populaire des marais, Laiche distique et Renouée bistorte
- 57 variante à Reine des prés
- 58 variante à Laiche paradoxale et / ou Jonc à tépales aigus
- 59 Prairie humide à Laiche cespiteuse
- 60 Prairie humide à Canche cespiteuse
- 61 Prairie humide pâturée eutrophe à Jonc diffus

Prairies mésophiles

- 62 Prairie méso-eutrophe à Fromental élevé et Berce de Lecoq
- 63 Prairie eutrophe à Fétuque des prés et Dactyle aggloméré
- 64 Prairie pâturée eutrophe à méso-eutrophe
- 65 Prairie pâturée enfrichée
- 66 Prairie piétinée à surpiétinée

Friches et ourlets

- 39 Friche nitrophile fraîche à Ortie dioïque, Galeopse tétrahit
- 37 Friche nitrophile à Epilobe en épis, Ortie dioïque et Angélique des bois
- 38 Complexe de friches, de mégaphorbiales nitrophiles et de reliques de prairies humides dégradées
- 43 Complexe de Friche prairiale à Berce de Lecoq et Ortie dioïque, et autres friches nitrophiles
- 44 Friche nitrophile sur remblais secs à Bardane à petits capitules et Mélilot blanc
- 45 Roncier nitrophile à Framboisier
- 46 Ourlet nitrophile à Chérophylle doré
- 47 Friche nitrophile à Sureau yèble

Fourrés humides

- 48 Saulaie inondable à Saule roux

Boisements humides

- 49 Fourré rivulaire nitrophile à Saule Marsault, Peuplier tremble et Saule roux
- 50 Boisement de colonisation mésotrophe à Bouleau verruqueux, Peuplier tremble et Saule roux
- 51 Boisement de colonisation mésotrophe à Pin sylvestre

Fourrés mésophiles

- 42 Haie à Prunier épineux
- 43 Haie à Aubépine à un style et Sureau noir
- 44 Haie à Orme champêtre

Autres

- 45 Eau libre
- 46 Cultures
- 47 Espaces artificiels (Propriétés privées, installations sportives, station d'épuration)